

Mineral chemistry of ultramafic rocks from the Southern Caspian Sea Ophiolite (Eastern Guilan): evidence for a high-pressure crystal fractionation

M. Salavati¹, A. Kananian², A. Samadi Soofi³, F. Zaeimnia²

1-Department of Geology, Lahijan Branch, Islamic Azad University

2-School of Geology, College of Science, University of Tehran

3- Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Email: Salavati2007@Gmail.com

(Received: 5/4/2008, in revised form: 14/12/2008)

Abstract: The Southern Caspian Sea ophiolite complex (SCO) is one of the Late Cretaceous discontinuous oceanic lithosphere remnants in northern Iran. This complex is almost a complete sequence from bottom to top, ultramafic cumulates, layered gabbros, isotropic gabbros, dike complex and basaltic lavas which is covered by Late Cretaceous (Companion-maastrichtian) pelagic limestone. Crustal ultramafic cumulative rocks are mainly composed of dunite, wehrlite, olivine clinopyroxenite and clinopyroxenite. The crystallization order in the ultramafic rocks is: olivine (with high Mg# in clinopyroxene) + clinopyroxene (cumulus and with high Mg#) + olivine (intercumulus and with low Mg#). The mineral chemistry of the ultramafic cumulates of the Southern Caspian Sea ophiolite (SCO) is not consistent with crystal-liquid fractionation of primitive mid oceanic ridge basalts at low pressures. The presence of highly magnesian clinopyroxene (Mg# = 81-90), homogeneous composition of clinopyroxene, absence of zoning in clinopyroxene together with the absence of plagioclase, as early fractionating phases, indicate medium- to high-pressure (up to 10 kbar) crystal fractionation of primary basaltic melts. Mineralogical and geochemical data suggest that the ultramafic cumulates are distinct from rocks in mid oceanic ridge ophiolites. Mineral composition of clinopyroxene shows that the ultramafic rocks of Southern Caspian Sea ophiolite, were formed from the basaltic magma in an island arc/suprasubduction zone tectonic setting.

Keywords: *Ultramafic cumulates, Southern Caspian Sea, high-pressure crystal fractionation, Suprasubduction zone.*



شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر (خاور گیلان): شواهدی از تفریق بلور در فشار بالا

مژگان صلواتی^۱، علی کنعانیان^۲، علیرضا صمدی صوفی^۳، فاطمه زعیمنیا^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان

۲- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات تهران

پست الکترونیکی: Salavati2007@Gmail.com

(دریافت مقاله: ۸۷/۱/۱۷، نسخه نهایی: ۸۷/۹/۲۴)

چکیده: مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر یک قطعه باقیمانده از لیتوسفر اقیانوسی کرتاسه پایانی در شمال ایران است. سنگ‌های این مجموعه، زنجیره نسبتاً کاملی است که از پایین به بالا به ترتیب عبارتند از: کومولاهای اولترامافیک، گابروهای لایه‌ای، گابروهای توده‌ای، مجموعه‌های دایکی و گدازه‌های آتشفشانی که با آهک‌های میان دریایی کرتاسه پایانی (کامپانین - مائستریشتین) پوشیده شده‌اند. سنگ‌های انباشتی اولترامافیک اساساً دونیت، ورلیت، الیوین کلینوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت را شامل می‌شوند. بررسی‌های سنگ‌شناختی نشان می‌دهند که ترتیب تبلور در انباشتی‌های اولترامافیک عبارتند از: الیوین (کمی به صورت محبوس در کلینوپیروکسن با $Mg\#$ بالا) + الیوین (میان انباشت (Intercumulus) با $Mg\#$ پایین). شیمی کانی‌ها در انباشت‌های اولترامافیک مغایر با تفریق بلوری از یک ماگمای بازالتی در پشته میان اقیانوسی در فشار پایین است. حضور کلینوپیروکسن‌های با $Mg\#$ بالا (۹۰-۸۱) به عنوان اولین فاز تفریقی، ترکیب یکنواخت کلینوپیروکسن‌ها، نبود منطقه‌بندی در این کانی‌ها و نیز پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها معرف تفریق بلور در فشارهای متوسط تا بالا از یک آبگون بازالتی اولیه است. مجموع داده‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناختی، تمایز انباشت‌های اولترامافیک از سنگ‌های پشته‌های میان اقیانوسی را نشان می‌دهند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده این است که سنگ‌های اولترامافیک افیولیت جنوب دریای خزر از یک ماگمای بازالتی در یک منطقه فرافروانی قوسی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: انباشت‌های اولترامافیک، افیولیت جنوب دریای خزر، تفریق بلوری فشار بالا، فرافروانی.

مقدمه

کیلومتر مربع در شمال ایران، در سواحل جنوبی دریای خزر قرار گرفته و تا کنون، جز چند گزارش مقدماتی، بررسی‌های کاملی در مورد آن صورت نگرفته است. مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر با گسترشی بالغ بر ۱۸۰۰ کیلومتر مربع در بخش‌های جنوب و جنوب باختری شهرستان املش در خاور استان گیلان بیرون‌زدگی دارد، و به دلیل قرار گرفتن در مناطق جنگلی شمال کشور و نبود

افیولیت‌های ایران بخشی از افیولیت‌های تتیسی خاورمیانه‌اند که به دلیل قرارگرفتن در موقعیت جغرافیایی خاص خود دارای اهمیت بوده و از لحاظ روابط صحرایی بسیار پیچیده‌اند. یکی از این افیولیت‌های پیچیده مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر است که تقریباً یکی از کاملترین مجموعه‌های اقیانوسی را تشکیل می‌دهد. این مجموعه با رخنمونی بیش از ۱۸۰۰

بخش بالایی مجموعه، سن این مجموعه به کراتاسه پایانی نسبت داده شده است [۶] [۷].

متأسفانه بخش گوشته‌ای به دلیل جنگل‌های انبوه و عدم دسترسی مناسب در منطقه قابل رویت نیست، و به همین دلیل هیچ رخنمونی از سنگ‌های هارزبورژیته و لرزولیتی دیده نمی‌شود. در پایین‌ترین بخش قابل رویت مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر، سنگ‌های اولترامافیک به صورت مجموعه‌های انباشته دیده می‌شوند. سنگ‌های اولترامافیک تنها حدود ۱۰ درصد از کل گستره افیولیتی را شامل می‌شوند و تنها در مسیر جادهٔ بیلاقی روستای جواهردشت در ارتفاعات سماموس قابل رویتند (شکل ۲B). این بخش شامل مقدار بسیار اندکی دونیت، ورلیت، الیوین کلینوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت است. حجم دونیت‌ها بسیار اندک بوده و تنها به صورت عدسی‌ها یا دایک‌های کوچکی در داخل کلینوپیروکسنیت‌ها دیده می‌شوند. واحد گابرویی حدود ۳۰ درصد از سنگ‌های مجموعه را به خود اختصاص داده است، و به ترتیب از قاعده به رأس مجموعه، گابروهای لایه‌ای در بالای سنگ‌های اولترامافیک و گابروهای توده‌ای در بالای گابروهای لایه‌ای رخنمون دارند.

گابروهای لایه‌ای توده‌های نفوذی کوچکی را در رأس مجموعه الترامافیک تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها از تنوع گسترده‌ای برخوردار بوده و انواع تروکتولیت‌ها، الیوین گابروها تا آنورتوزیت‌ها در آنها دیده می‌شوند. هر یک از لایه‌های سازنده گابروی لایه‌ای، ضخامت متفاوتی از چند سانتیمتر تا ۸۰ cm دارند (شکل ۲A). عامل پیدایش لایه‌بندی در این سنگ‌ها ناشی از اختلاف فراوانی مدال کانی‌ها، تفاوت در اندازهٔ کانی‌ها و تغییر ترکیب آنها از پایین به رأس مجموعه است. دایک‌هایی با ترکیب اولترامافیک شامل کلینوپیروکسنیت و دونیت و نیز رگه‌هایی با ترکیب گابروی پگماتیتی گابروهای لایه‌ای را در راستاهای مختلف قطع کرده‌اند.

علاوه بر گابروهای لایه‌ای در بخش بالایی واحد گابرویی، مجموعه متنوعی از گابروهای توده‌ای با ضخامت بسیار زیاد در خاور منطقه مورد مطالعه (در مسیر روستاهای جواهرده و جواهردشت) قابل رویتند. این گابروها درشت دانه بوده و از لحاظ ترکیب سنگ‌شناختی شامل ترکیب‌هایی از نوریت، گابرونوریت، گابرو، فروگابرو و هورنبلند گابرو را تشکیل می‌دهند [۶]. گابروهای توده‌ای به وسیلهٔ دایک‌های بازالتی متعدد و دایک‌هایی از جنس پلاژیوگرانیت در راستاهای مختلف قطع

رخنمون‌های مناسب، تاکنون از بررسی‌های زمین‌شناختی به دور مانده است. این مجموعه به صورت یک تودهٔ تقریباً عدسی شکل کشیده با روند شمال باختری جنوب خاوری و به موازات البرز در شمال آن قرار گرفته است.

امروزه معلوم شده است که ترکیب‌های غالب در افیولیت‌ها عموماً بازالت‌های تولیتی با ماهیت پشته‌های میان اقیانوسی یا فرافروانشی هستند و در تعداد اندکی از افیولیت‌ها، سنگ‌های تولیتی با سنگ‌های قلیایی (alkaline) همراه شده‌اند که ویژگی‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهند [۱-۵]. در افیولیت جنوب دریای خزر هر دو نوع سنگ قلیایی و تولیتی گزارش شده است [۶] [۷].

در این کار پژوهشی تلاش شد تا با اتکا به بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی و نتایج ریزپردازشی شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک مجموعه افیولیت جنوب دریای خزر، مدل مناسبی برای علت همراهی مجموعه کانی‌ها و توضیح چگونگی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های یاد شده ارائه شود.

جایگاه زمین‌شناسی منطقه

مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر در بخش‌های شرقی استان گیلان (جنوب و جنوب خاوری شهرستان املش) در گستره‌ای به وسعت ۱۸۰۰ کیلومتر مربع به مختصات جغرافیایی ۵۰°، ۴۹' تا ۵۰°، ۴۰' طول شرقی و ۳۶°، ۵۰' تا ۳۷°، ۱۵' عرض شمالی رخنمون دارد [۶] (شکل ۱). به طور کلی این منطقه از شمال به سواحل جنوبی دریای خزر و از جنوب به ارتفاعات شمالی رشته کوه البرز محدود می‌شود.

از نظر تقسیمات زمین‌شناسی و ساختاری ایران، این منطقه بخشی از زون گرگان - رشت را تشکیل می‌دهد [۸]. مجموعه افیولیتی این ناحیه زنجیرهٔ کاملی از یک پوستهٔ اقیانوسی را نشان می‌دهد که تنها بخش‌های پوسته‌ای آن رخنمون داشته و از پایین به بالا (از خاور به باختر) به ترتیب از واحدهای زیر تشکیل شده است: انباشت‌های اولترامافیک در پایین‌ترین بخش مجموعه پوسته‌ای، گابروهای لایه‌ای، گابروهای توده‌ای (همگن)، منطقهٔ حدواسط بین گابروهای توده‌ای و دایک‌های صفحه‌ای، دایک‌های صفحه‌ای، منطقهٔ حدواسط بین دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های بالشی و سنگ‌های آتشفشانی (به صورت گدازه‌های بالشی) که با سنگ آهک کامپانین - مائستریشتن حاوی فسیل گلوبوترونکانا پوشیده شده‌اند. به دلیل وجود همین آهک‌ها در

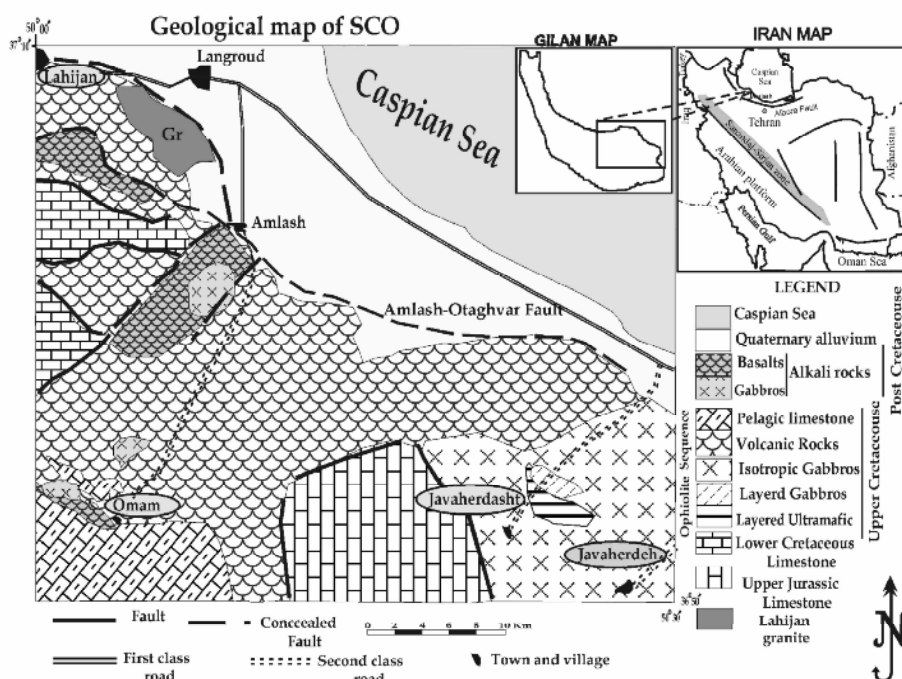
دهند، و در بخش‌های مرکزی فنوکریست‌های الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دیده می‌شوند. در هر دو گروه گدازه‌های بالشی و گدازه‌های توده‌ای بافت‌های حفره‌ای با کوارتز، کلریت، کلسیت و اپیدوت پر شده‌اند. واحد بازالتی با آهک پلاژیک کرتاسه بالایی حاوی میکروفسیل‌های: گلوبوترونکانا استواری، گلوبوترونکانا الواتا، گلوبوترونکانا کونوتا، گلوبوترونکانا کونیکا و گلوبوترونکانا کالکاراتا به سن کامپانین - مائستریشتین پوشیده شده است (شکل ۲F). طبقه‌های آهکی در راستای N110E با شیب ۲۵ درجه به سمت جنوب خاوری قرار دارند. دایک‌هایی از جنس آندزیت و تراکی-آندزیت واحد بازالتی و واحد آهکی را قطع کرده‌اند.

مجموعه کانی‌های ثانویه عموماً با توزیع نایک‌نواخت، حتی در مقیاس مقطع نازک به طور بخشی تا کامل جایگزین کانی-های اولیه شده‌اند. مجموعه کانی‌های ثانویه در سنگ‌های مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر (از بازالت تا گابرو) رخساره‌های دگرگون متفاوتی از زئولیت تا شیست سبز را نشان می‌دهند. درجه دگرگونی به سمت پایین مجموعه افیولیتی افزایش می‌یابد و در سنگ‌های گابرویی به شیست سبز می‌رسد [۹].

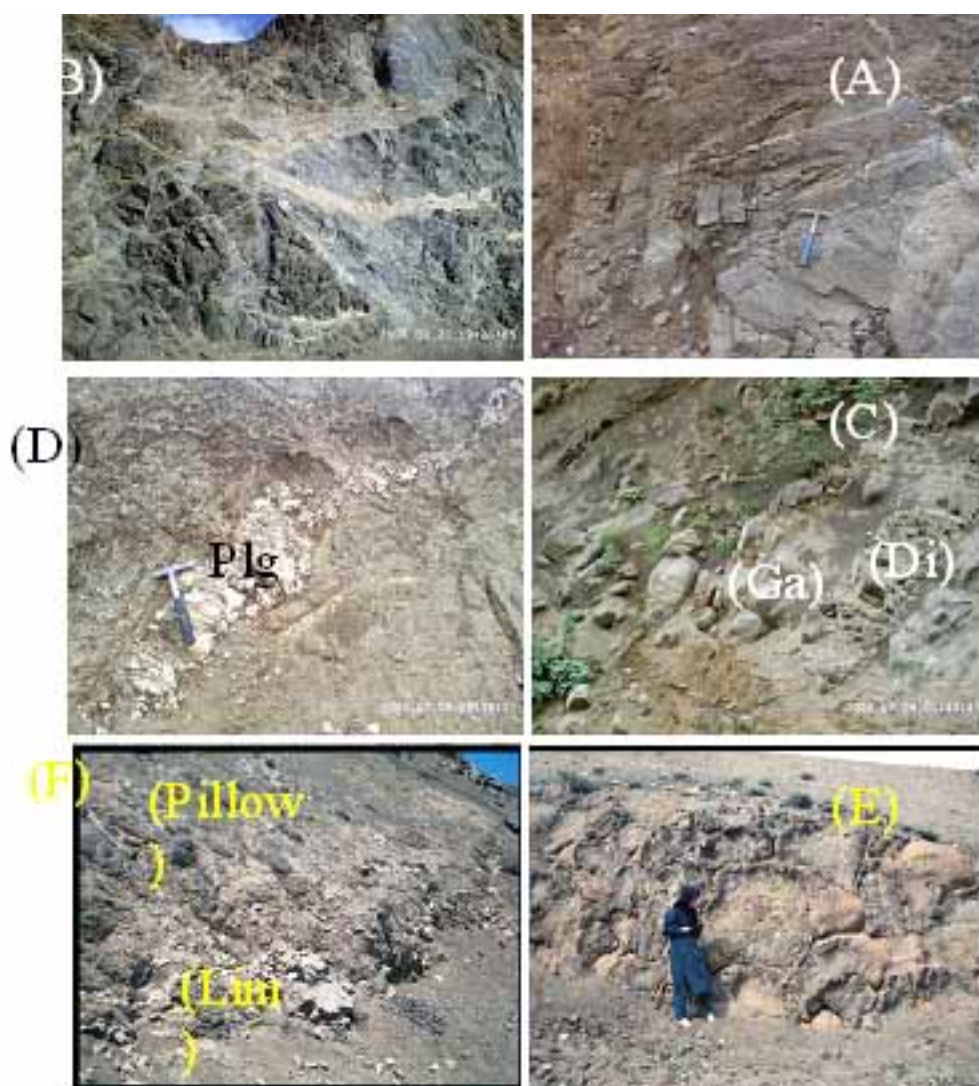
شده‌اند (شکل‌های ۲C و ۲D). تقریباً در تمامی بخش‌ها، گابروهای توده‌ای در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند [۹].

در بخش‌های بالایی، گابروهای توده‌ای به تدریج به تراکم دایک‌های بازیک قطع کننده گابروها افزوده شده و یک منطقه حدواسط متشکل از گابرو و مجموعه دایک‌های ورقه‌ای ظاهر می‌شود. در مجموعه افیولیتی مورد مطالعه واحد دایک صفحه-ای از گسترش و رخنمون خوبی برخوردار نیست.

در بالای این مجموعه و در قاعده واحد آتشفشانی (واحد سنگ‌های خروجی)، منطقه حدواسط بین دایک‌های بازالتی و گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند که به تدریج به سمت رأس مجموعه به واحد گدازه‌های بالشی تبدیل می‌شود. در مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر سنگ‌های آتشفشانی بیش از واحدهای دیگر گسترش دارند. سنگ‌های آتشفشانی به صورت گدازه‌های بالشی، گدازه‌های توده‌ای و گدازه‌های برشی حدود ۸۰ درصد رخنمون‌های افیولیتی را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر به صورت تپه‌های گرد در رأس ارتفاعات منطقه برونزد دارند. ساخت بالشی متداولترین ویژگی سنگ-های آتشفشانی این منطقه است (شکل ۲E). اندازه بالش‌ها بین ۱۰ سانتیمتر تا ۱۵ متر متغیر است. بالش‌ها علاوه بر حاشیه انجماد سریع، از سطح به مرکز، منطقه‌بندی بافتی نشان می-



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده (SCO: مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر).



شکل ۲ عکس‌هایی از سنگ‌های بخش‌های مختلف مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر (A) گابروهای لایه‌ای، (B) مجموعه سنگ‌های اولترامافیک، (C) گابروهای توده‌ای و نفوذ دایک‌های بازالتی در آنها (Ga: گابروها و Di: دایک بازالتی)، (D) گابروهای توده‌ای و نفوذ دایک‌های پلاژیوگرانیته در آنها (Plg: دایک پلاژیوگرانیته)، (E) گدازه‌های بالشی، (F) مرز بین گدازه‌های بالشی و آهک‌های پلاژیک رویی (Pillow: گدازه بالشی و Lim: سنگ آهک پلاژیک).

سنگ‌شناختی

حدود ۵۰ نمونه سنگی از توده‌های مختلف الترامافیک و مافیک منطقه برداشت و پس از تهیه مقاطع نازک و نازک-صیقلی مورد مطالعه قرار گرفتند. در این بخش به تفکیک مشخصات میکروسکوپی توده‌های نفوذی الترامافیک و مافیک منطقه تشریح شده‌اند.

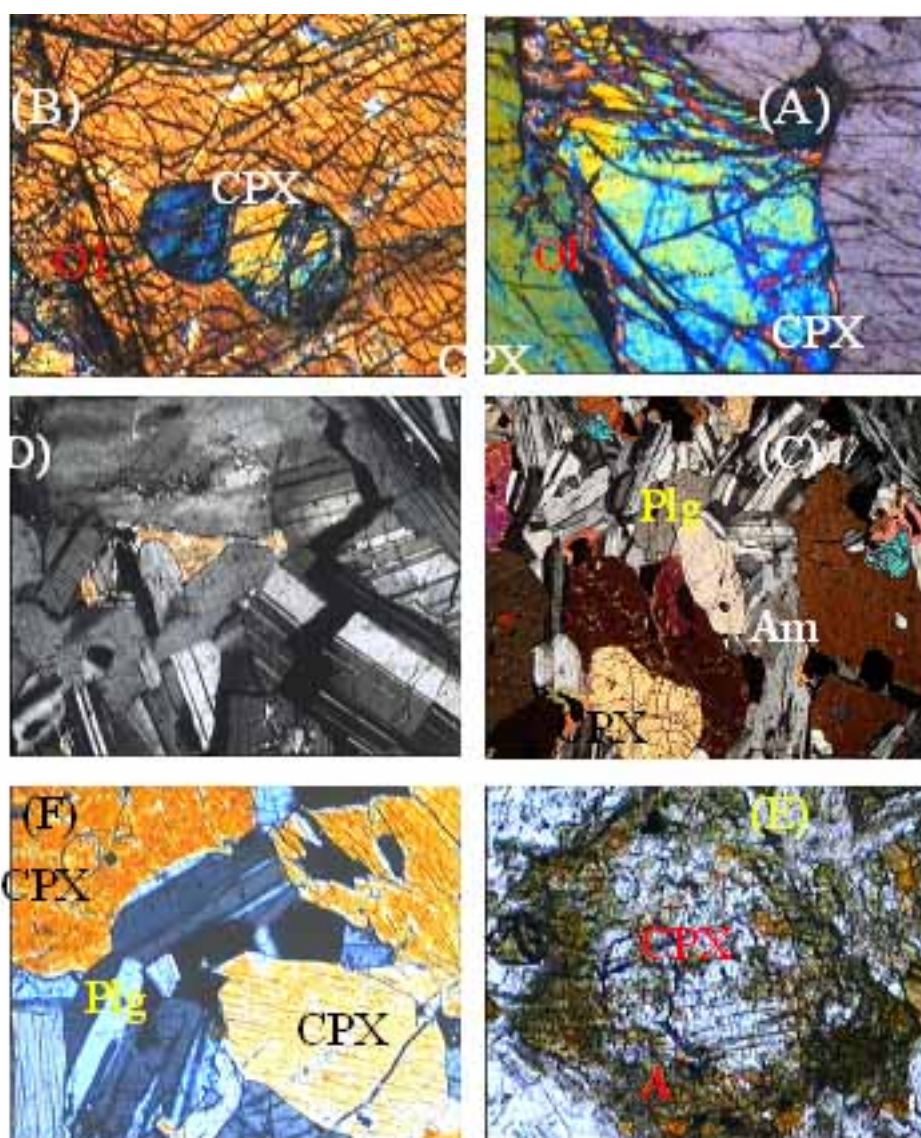
سنگ‌های الترامافیک

سنگ‌های اولترامافیک عموماً شامل دونیت، ورلیت، الیوین کلینوپیروکسنیت، کلینوپیروکسنیت و به مقدار بسیار کمتر

ورلیت‌های پلاژیوکلازدار هستند که روی زمین از یکدیگر قابل تفکیک و نقشه‌برداری نیستند. دونیت‌ها و کلینوپیروکسنیت‌ها اساساً از الیوین (تا حد زیادی سرپانتینی شده)، کلینوپیروکسن و به مقدار کمتر از کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. الیوین‌ها در دونیت‌ها اندازه‌ای بزرگتر از ۳ میلیمتر دارند و در نتیجه سرپانتینی شدن بافت مش‌نشان می‌دهند. اندازه کلینوپیروکسن‌ها از ۰/۲ تا ۴ میلیمتر تغییر می‌کنند. آنالیز کمی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که ورلیت‌ها از الیوین (۴۹٪-۴۰)، کلینوپیروکسن (۶۰٪-۵۱) و پلاژیوکلاز (۱۲٪-۰) تشکیل

تبلور به دلیل کاهش میزان Mg و بالا بودن نسبی Ca، پیروکسن‌های کلسیم‌دار به صورت بلورهای انباشته متبلور شده‌اند و در نهایت با کاهش میزان Ca نسبت به Fe و Mg در اثر تبلور کلینوپیروکسن، بلورهای تأخیری الیوین به صورت بلورهای میان انباشت (بلورهای نسل دوم) متبلور، و در فضای بین بلورهای کلینوپیروکسن جایگزین شده‌اند (شکل ۲). بنابراین ترتیب تبلورکانی‌ها در این سنگ‌ها عبارتند از: الیوین نسل اول (محبوس در کلینوپیروکسن) + کلینوپیروکسن (انباشته) + الیوین نسل دوم (میان انباشت)

شده‌اند. الیوین کلینوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت‌ها نیز اساساً از کلینوپیروکسن (۶۰-۹۰٪) و الیوین (۱۰-۴۰٪) تشکیل شده‌اند. در این سنگ‌ها بلورهای الیوین به دو صورت و در دو نسل مختلف حضور دارند، نسل اول بلورهای گرده شده-ای هستند که در بلورهای کلینوپیروکسن به دام افتاده‌اند (شکل ۳B) و بلورهای نسل دوم به صورت بلورهای میان انباشت بین بلورهای کلینوپیروکسن متبلور شده‌اند (شکل ۳A). با توجه به مشاهدات سنگ‌شناختی به نظر می‌رسد که در آغاز تبلور ماگما، الیوین‌های نسل اول متبلور شده‌اند و در ادامه



شکل ۳ عکس‌هایی از مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های بررسی شده (A) بلورهای میان انباشت الیوین‌های نسل دوم بین بلورهای کلینوپیروکسن، (B) بلورهای نسل اول الیوین محبوس در کلینوپیروکسن، (C) نمونه‌ای از لوکوتروکتولیت‌ها، (D) آنورتوزیت‌ها، (E) تبدیل کلینوپیروکسن به اکتینولیت (F) بافت همگن در گابروهای توده‌ای. (در همه عکس‌ها طول میدان دید ۲ میلی‌متر، Plg: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Ol: الیوین، Am: آمفیبول).

سنگ‌های مافیک (گابروها)

گابروها به دو صورت گابروهای توده‌ای و گابروهای لایه‌ای در بخش‌های مختلف رخنمون دارند.

گابروهای لایه‌ای

این گابروها تنها به صورت توده‌های کوچکی همراه با دونیت‌ها و پیروکسنیت‌های سرپانتینی شده در مسیر روستای جواهر دشت قابل مشاهده‌اند. از نظر سنگ‌شناختی انواع تروکتولیت‌ها، الیوین‌گابروها، تا آنورتوزیت‌ها در آنها مشاهده می‌شوند.

تنوع سنگ شناختی در این واحد اساساً نتیجه تغییر در نسبت فراوانی سه کانی الیوین، پلاژیوکلاز، و کلینوپیروکسن، و نیز حضور و یا عدم حضور هورنبلند یا کانی‌های کدر است. در بخش‌های پایین‌تر مجموعه گابروهای لایه‌ای که عموماً از پلاژیوکلاز فقیرترند، فراوان‌تر است.

در ملاگابروهای انباشت (کومولای) زیرین، بافت سنگ از بازانباشت (ادکومولای) تا راست انباشت (ارتوکومولای) تغییر می‌کند. عموماً از الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. در این سنگ‌ها پیروکسن و پلاژیوکلاز، فازهای انباشته هستند. الیوین‌ها عموماً به صورت دانه‌های گرد شده بزرگی به صورت انباشته در تروکتولیت‌ها و یا به صورت دانه‌های کوچک بی‌شکل در گابروها دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها به صورت دانه‌های انباشته خودشکل در گابروها و تروکتولیت‌ها و یا به صورت دانه‌های میان انباشت کوچک خودشکل در ملاتروکتولیت‌ها مشاهده می‌شوند.

ملاتروکتولیت‌ها پایین‌ترین بخش گابروهای لایه‌ای را تشکیل می‌دهند. آنالیز کمی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که از نظر کانی‌شناختی بیش از ۷۵ درصد الیوین، حدود ۲۰ درصد پلاژیوکلاز و حدود ۲ درصد کلینوپیروکسن (دیوپسید) و ۲ درصد آمفیبول قهوه‌ای دارند. بافت این سنگ‌ها باز انباشتی است و مقدار کمی آمفیبول و یا کلینوپیروکسن میان انباشت بین الیوین‌ها و پلاژیوکلازهای انباشته متبلور شده‌اند. در ترازهای بالا به واسطه افزایش پلاژیوکلاز، این سنگ‌ها به لوکوتروکتولیت و سپس با افزایش پیروکسن‌ها به الیوین‌گابرو، گابرو نوریت و در نهایت به فروگابرو تبدیل می‌شوند.

لوکوتروکتولیت‌ها دارای بافت باز انباشت تا راست انباشت هستند. آنالیز کمی این سنگ‌ها مبین بیش از ۶۵ درصد پلاژیوکلاز انباشته، ۱۵ تا ۲۵ درصد الیوین انباشته و میان انباشت، ۵ تا ۱۵ درصد کلینوپیروکسن (دیوپسید)، حدود ۱۰ درصد آمفیبول قهوه‌ای و کمتر از ۳ درصد کانی‌های کدر در این سنگ‌هاست (شکل ۳C). ترتیب تبلور در این سنگ‌ها عبارتست از: پلاژیوکلاز ← الیوین + کلینوپیروکسن

در بیشتر نمونه‌ها، کانی‌های سازنده لوکوتروکتولیت‌ها به شدت تجزیه شده‌اند، به طوریکه الیوین‌ها به صورت سرپانتینی، و پیروکسن‌ها به صورت ترمولیت - اکتینولیت و پلاژیوکلازها به صورت سوسوریت در آمده‌اند.

پیروکسن تقریباً در همه انواع سنگی یافت می‌شوند. در ملاتروکتولیت‌ها و الیوین‌گابروها، کلینوپیروکسن‌ها یا به صورت بلورهای پوئی‌کلستیک بزرگ و یا به صورت بلورهای نیمه شکل-دار دیده می‌شوند. در گابروها و فروگابروها پیروکسن‌های پوئی-کلستیک بسیار کم هستند (حدود ۵-۱۰ درصد).

آنورتوزیت‌ها به صورت بین لایه‌ای نازک به ضخامت چند سانتیمتری در منطقه حضور دارند. از نظر کانی‌شناختی بیش از ۹۵ درصد این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز و کمتر از ۵ درصد کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند (شکل ۳D).

گابروهای توده‌ای

گابروهای توده‌ای از نظر گسترش پس از بازالت‌های بالشی، بیشترین سنگ‌های منطقه را شامل می‌شوند و عموماً در بخش خاوری منطقه رخنمون دارند. علاوه بر آن به صورت توده‌های کوچک در زیر گدازه‌های بالشی در باختر منطقه (و پیرامون روستای امام) نیز قابل مشاهده‌اند. گابروهای توده‌ای مزولوکوکرانتند و از نظر بافتی تنوع بسیار زیادی دارند و از الیوین‌گابرو، گابرونوریت، نوریت تا هورنبلندگابرو تغییر ترکیب نشان می‌دهند و عموماً دارای بافت همگن و دانه‌ای هستند (شکل ۳F). علاوه بر پلاژیوکلاز، مهمترین کانی‌های سازنده این سنگ‌ها عبارتند از: پیروکسن از نوع دیوپسید، آمفیبول از نوع هورنبلند قهوه‌ای و یا اکتینولیت‌های سبز رنگ ناشی از دگرگونی گرمایی پیروکسن‌ها (شکل ۳E).

بافت الیوین‌گابروها هیپ ایدیومورفیک تا زینومورفیک است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، الیوین، کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید، مقدار کمی آمفیبول و کانی‌های کدرند.

دگرسانی در تمامی نمونه‌ها به خوبی دیده می‌شود و از انواع متوسط در گابروها تا شدید در التراز یک تغییر می‌کند. الیوین‌ها سرپانتینی بوده و کلینوپیروکسن‌ها غالباً به اکتینولیت و کلریت تبدیل شده‌اند.

شیمی کانی‌ها

روش‌های آنالیز

در کار پژوهشی با بهره‌گیری از روش آنالیز ریزپردازشی، ترکیب دقیق بعضی از کانی‌های واحدهای مافیک و اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر اندازه‌گیری شدند. همه

50 در آزمایشگاه میکروسوند باختر فرانسه و در مرکز فرانسوی دستگاه ریزکاوشگر آنالیز شدند و نتایج کمی این آنالیز به صورت اکسیدهای تشکیل دهنده هر کانی در جدول ۱ درج شدند.

همه پيروكسن‌های بررسی شده روی نمودار $Q=Ca-Mg+Fe^{2+}$ نسبت به $J=2Na$ [۱۱] در قلمرو پيروكسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن دار قرار می‌گیرند (شکل A ۴) و به دلیل کمبود سدیم، همه آنها نزدیک به محور Y، بین نقاط $Q=1/75$ و $Q=2$ متمرکز می‌شوند. همه پيروكسن‌ها از نظر کانی-شناختی، در سنگ‌های اولترامافیک از نوع دیوپسید هستند (شکل B ۴)، پيروكسن‌های سازنده کلینوپيروكسنیت‌ها و سنگ‌های اولترامافیک ترکیب $Wo_{46.63-47.64}En_{42.66}$ (شکل B ۴) $Mg\#$ برابر با ۸۱ تا ۹۱ را نشان می‌دهند.

آنالیزها با یک دستگاه ریز پردازنده الکترونی CAMECA-SX تحقیقات دریایی اروپا (IFREMER) در شهر برست انجام شده است. در طول آزمایش‌ها، ولتاژ شتابدهنده دستگاه ۱۵Kv، شدت جریان ۱۰-۱۲ nA و زمان شمارش بر حسب نوع عنصر مورد آنالیز بین ۶ تا ۲۵ ثانیه بوده است. برای برآورد مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} ، در مقایسه با Fe کل اندازه‌گیری شده در پيروكسن‌ها، از روش پیشنهادی دروپ [۱۰] استفاده شد.

کلینوپيروكسن‌ها

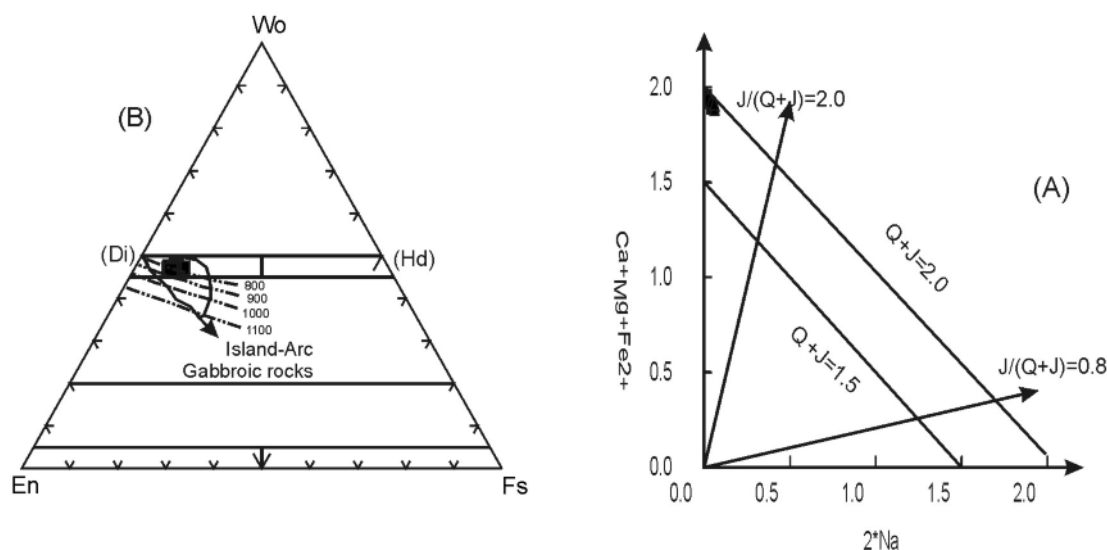
در مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر فراوانترین کانی هستند که تقریباً در همه بخش‌های مختلف مجموعه یاد شده دیده می‌شوند. این کانی در بخش‌های پایین مجموعه که بیشتر از اولترامافیک‌های پيروكسن‌دار تشکیل یافته‌اند دارای بالاترین فراوانی مدال هستند (به جز در دونیت‌ها). به منظور تعیین عناصر اصلی سازنده پيروكسن‌ها، این کانی‌ها با استفاده از

جدول ۱ نتایج آنالیز ریز پردازشی و محاسبه فرمول ساختاری پيروكسن‌های موجود در سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب خزر.

نمونه	S57	S58	S59	S60	S61	S62	S63	S64
SiO ₂ (wt%)	۵۰٫۷۶	۵۳٫۱	۵۱٫۵۱	۵۳	۵۱٫۵۳	۵۴٫۰۲	۵۲٫۰۲	۵۳٫۰۳
TiO ₂	۰٫۶۱	۰٫۴	۰٫۵۵	۰٫۰۷	۰٫۹	۰٫۰۴	۰٫۳	۰٫۰۲
Al ₂ O ₃	۳٫۸۸	۲٫۴	۳٫۱۴	۲٫۱	۳٫۴	۱٫۴	۳٫۱۳	۲٫۰۱
FeO	۵٫۳۲	۴٫۳	۵٫۳	۴٫۶۷	۶٫۲۶	۳٫۹	۵٫۰۹	۴٫۷۱
MnO	۰٫۲۱	۰٫۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۱	۰٫۰۳	۰٫۰۵
MgO	۱۵٫۲۵	۱۶٫۱۴	۱۵٫۹۴	۱۶٫۴۳	۱۴٫۷۹	۱۶٫۷۴	۱۵٫۹۳	۱۶٫۱۹
CaO	۲۳٫۰۹	۲۳٫۰۸	۲۳٫۰۳	۲۳٫۴۹	۲۲٫۶۸	۲۳٫۵	۲۳٫۰۸	۲۳٫۱۶
Na ₂ O	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۲	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۲
K ₂ O	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۲
Cr ₂ O ₃	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۳۱	۰٫۵۲
Total	۹۹٫۵۷	۹۹٫۹۳	۹۹٫۸۴	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۹	۱۰۰	۹۹٫۹۱

تعداد کاتیونها بر حسب ۶ اکسیژن

	Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cr	Mg#	Wo	En	Fs
	۱٫۸۸	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۸۴	۰٫۹۲	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۸۸٫۷	۴۷٫۵	۴۳٫۶۶	۸۸٫۴
	۱٫۹۴	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰	۰٫۱۳	۰٫۰۱	۰٫۸۸	۰٫۹	۰	۰	۰٫۰۱	۸۶٫۹۷	۴۷٫۰۴	۴۵٫۷۸	۷۱٫۸
	۱٫۹	۰٫۰۲	۰٫۱	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۱	۰	۰٫۸۸	۰٫۹۱	۰٫۰۱	۰	۰	۸۸٫۸۶	۴۶٫۶۷	۴۴٫۹۵	۸۳٫۷
	۱٫۹۴	۰	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۱۲	۰	۰٫۹	۰٫۹۲	۰	۰	۰	۸۸٫۴	۴۶٫۹۷	۴۵٫۷۲	۷۳٫۱
	۱٫۹۰	۰٫۰۲	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰	۰٫۱۹	۰	۰٫۸۱	۰٫۹۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۸۰٫۸۱	۴۷٫۰۹	۴۲٫۷۳	۱۰٫۱۸
	۱٫۹۷	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰	۰٫۱۲	۰	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰	۰	۰٫۰۱	۸۸٫۴۳	۴۷٫۰۷	۴۶٫۶۶	۶٫۲۶
	۱٫۹۱	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۱۲	۰	۰٫۸۷	۰٫۹۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۸۷٫۷۷	۴۶٫۸۸	۴۵٫۰۳	۸٫۰۹
	۱٫۹۵	۰	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۱۲	۰	۰٫۸۹	۰٫۹۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۲	۸۸٫۲۳	۴۶٫۸۹	۴۵٫۶۱	۷٫۵۱



شکل ۴ A: توزیع پیروکسن‌های سنگ‌های درونی اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر بر نمودار Q-J [۱۱]، که محورهای آن بر حسب تعداد کاتیون در فرمول ساختاری مدرج شده‌اند. (B): توزیع و تعیین موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک منطقه روی نمودار مثلی ولاستونیت (Wo)-انستاتیت (En)-فروسلیت (Fs) [۱۱]. دماهای تعیین شده بر حسب درجه سیلیسیوس از [۴۹] و قلمرو سنگ‌های گابرویی از [۳۴].

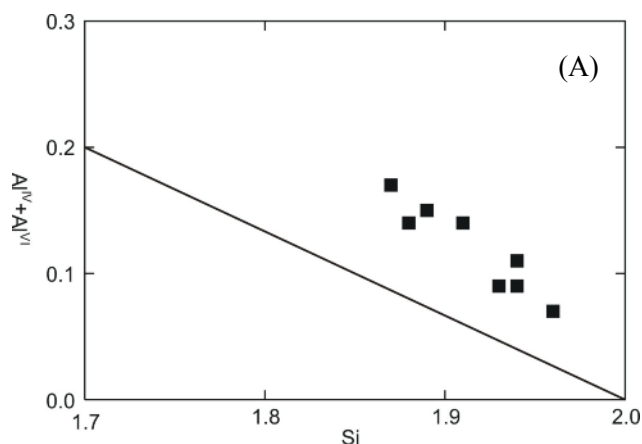
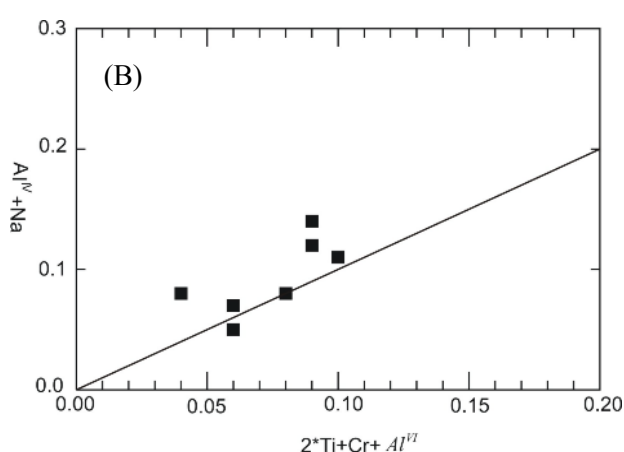
چاروجهی شود، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر (به جز آلومینیوم) مثل Fe^{3+} به موقعیت هشت‌وجهی فراهم‌تر می‌شود. به این ترتیب در نمودار تغییرات $Na+Al^{IV}$ نسبت به Al^{VI} $2Ti+Cr$ خطی که از نقاط موازنه $Na+Al^{VI}+2Ti+Cr$ می‌گذرد، معرف $Fe^{3+}=0$ است. لذا قرارگیری نمونه‌ها در بالا و یا زیر خط $Fe^{3+}=0$ به ترتیب معرف زیاد و یا کم بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن‌هاست. ضمناً هر چه فاصله نمونه از خط $Fe^{3+}=0$ بیشتر باشد، نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن بیشتر بوده است [۱۴ و ۱۵]. کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های الترامافیک بررسی شده، نزدیک به خط $Fe^{3+}=0$ و گاهی زیر این خط قرار می‌گیرند که حاکی از کم بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست (شکل ۵B).

در انباشت‌های پایین مجموعه افیولیتی میزان Ti پایین است. مقادیر پایین Ti در کلینوپیروکسن‌های انباشت‌های تولییتی ($< 0.15 \text{ wt\%}$)، ناشی از تهی شدن منبع گوشته‌ای آنها از Ti است [۱۶ و ۱۷]. بنابراین مقادیر بسیار پایین Ti در این کلینوپیروکسن‌ها مبین تبلور آنها از یک ماگمای فقیر از Ti است. ماگماهای فقیر از Ti از سرشته‌های خاستگاه ماگمایی

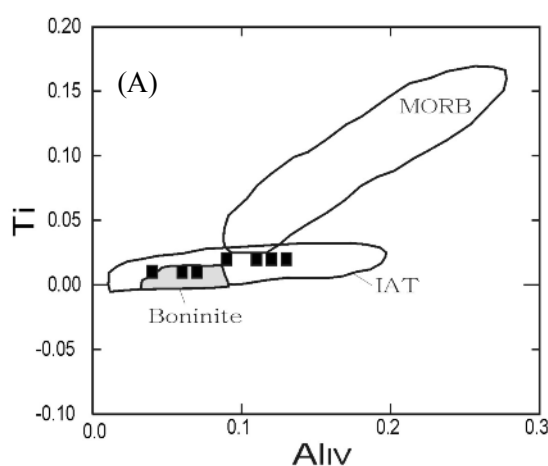
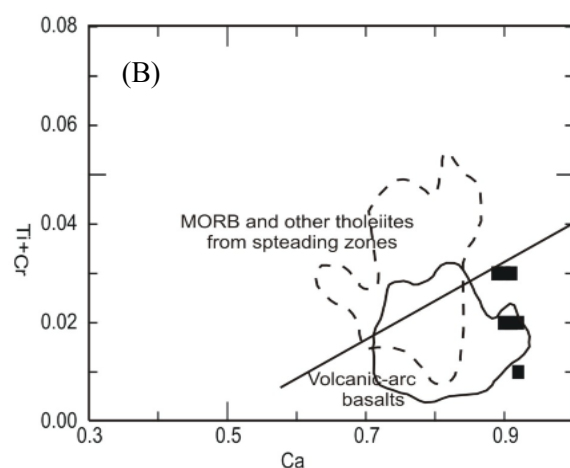
در نمودار Si نسبت به Al (شکل ۵A)، تقریباً همه نمونه‌ها بالای خط اشباع جایگاه چاروجهی ($Si+Al=2$) قرار گرفته‌اند. در این نمودار حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع، معرف کلینوپیروکسن‌هایی است که موقعیت همه چاروجهی‌های آن به وسیله کاتیون Si و بخشی از کاتیون‌های Al (Al^{IV}) پر شده و بقیه کاتیون‌های Al اضافی (Al^{VI}) نیز به موقعیت هشت‌وجهی وارد شده‌اند. در صورتی که در نمونه‌های زیر خط، علاوه بر این که همه کاتیون‌های Si و Al وارد موقعیت چاروجهی شده‌اند، به دلیل کامل نشدن این موقعیت، پذیرای کاتیون‌های سه ظرفیتی دیگر از قبیل Ti, Cr, Fe^{3+} نیز شده‌اند، و به عبارت دیگر این پیروکسن‌ها فاقد آلومینیوم هشت‌وجهی (Al^{VI}) هستند. آهن فریک کلینوپیروکسن‌ها تابعی از فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست که با نمودار تغییرات $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ [۱۲ و ۱۳] قابل ارزیابی است. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe^{3+} می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مثل Al^{VI} ، Ti و Cr در موقعیت هشت‌وجهی شود، لذا فراوانی Fe^{3+} در پیروکسن‌ها بستگی به مقدار Al^{VI} دارد، و به عبارتی تابع موازنه آلومینیوم در موقعیت چاروجهی و هشت‌وجهی است. بنابراین هرچه Al بیشتری وارد موقعیت

complex] [۲۱، ۲۲ و ۲۳] و در افیولیت قبرس [۲۴] نیز دیده شده است. گاهی مقدار TiO_2 کلینوپیروکسن‌ها به سرعت انجماد ماگما و تبلور آنها وابسته است به طوریکه با افزایش سرعت انجماد، ضریب توزیع Ti افزایش می‌یابد [۲۵، ۱۹ و ۲۰]. بنابراین کم بودن مقدار TiO_2 در کومولاهای الترامافیک، می‌تواند نشانه سرد شدن آهسته آنها باشد (شکل ۷A). مقدار Cr_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک نسبتاً بالا است (در ورلیت‌ها حدود ۰.۵ wt% و در کلینوپیروکسنیت‌ها ۰.۱۵ wt%) و با کاهش Mg# از مقدار آن کاسته می‌شود که این احتمالاً به تهی‌شدگی تدریجی ماگما از Cr وابسته است [۲۶، ۳].

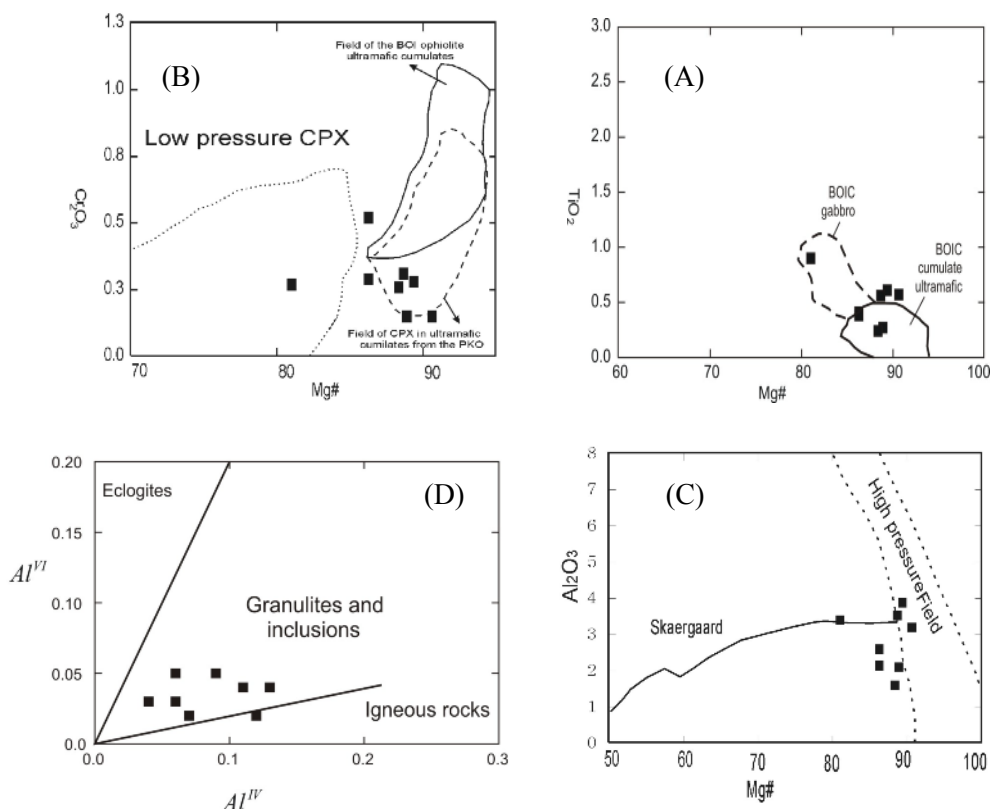
افیولیت‌های مدیترانه شرقی است که تشکیل آنها در جایگاه‌های فرفرورانشی ثابت شده است [۱۸] (شکل ۶A). نمودار Mg# نسبت به TiO_2 ، کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های الترامافیک افیولیت جنوب دریای خزر در شکل ۷A نشان می‌دهد. اصولاً کلینوپیروکسن‌های با Mg# بالا، میزان TiO_2 بالایی نیز دارند [۱۹، ۲۰]، ولی این قاعده در مورد کلینوپیروکسن‌های موجود در مجموعه‌های اولترامافیک افیولیت جنوب دریای خزر صادق نیست. در نمونه‌های مورد بررسی هر چه Mg# کلینوپیروکسن‌ها بالاتر باشد میزان TiO_2 آنها پایینتر است (شکل ۸) (~ ۰.۱ wt%). چنین موردی در مجموعه‌های افیولیتی جزیره بای (Bay of island ophiolite)



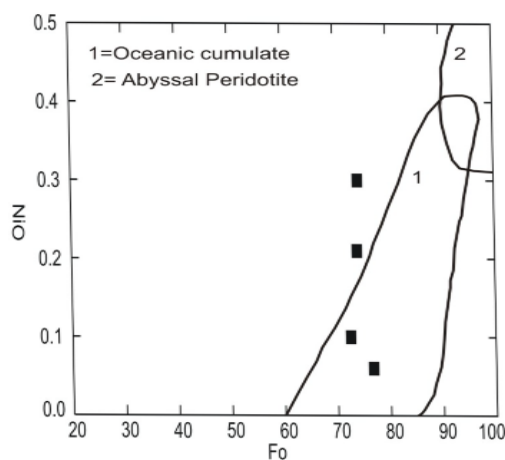
شکل ۵ (A) موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک روی نمودار تغییرات Al-Si. محورها بر حسب تعداد کاتیون‌ها در فرمول ساختاری مدرج شده‌اند، (B) موقعیت کلینوپیروکسن‌های بررسی شده روی نمودار تغییرات $(\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na})$ نسبت به $(\text{Al}^{\text{VI}}) + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ [۱۴، ۱۳].



شکل ۶ (A) نمودار تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} برای کلینوپیروکسن‌های بررسی شده. گستره‌های MORB، IAT و بونینیت از [۱۸]. (B) تعیین موقعیت کلینوپیروکسن سنگ‌های اولترامافیک نمونه‌های بررسی شده روی نمودار $\text{Ti} + \text{Cr}$ نسبت به Ca [۴۲].



شکل ۷ (A) نمودار تغییرات TiO_2 نسبت به $Mg\#$ برای کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک منطقه. کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک در گستره نمونه‌های افیولیت جزیره بای (BOI) قرار می‌گیرند [۱۹]، (B) نمودار تغییرات Cr_2O_3 نسبت به $Mg\#$ برای کلینوپیروکسن‌های بررسی شده. گستره کلینوپیروکسن‌های انباشت‌های گابرویی افیولیت پوزانتی-کارزانتی (PKO) از [۱۷] است. گستره پیروکسن‌های در فشار پایین از بررسی‌های تجربی زیر ۱ اتمسفر از [۱۸] است، (C) نمودار تغییرات Al_2O_3 نسبت به $Mg\#$ در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک افیولیت جنوب خزر که در آن نمونه‌های کلینوپیروکسن‌های بررسی شده در گستره فشار بالا یا نزدیک به آن قرار می‌گیرند، داده‌های پریدوتیت‌های با فشار بالا از [۳۵]؛ گستره روند اسکارگارد از [۲۷]، (D) نمودار تغییرات مختصات Al هشت‌وجهی نسبت به Al چار وجهی در کلینوپیروکسن‌های بررسی شده. گستره‌های ارائه شده از [۳۷] است.



شکل ۸ نمونه‌های بررسی شده در نمودار تغییرات فورستريت نسبت به NiO [۲۸] که در آن الیوین‌های سنگ‌های اولترامافیک تقریباً در گستره کومولاهای اقیانوسی قرار می‌گیرند.

الیوین

الیوین‌ها فاکتورهای خوبی برای تعیین درجات نسبی تبلور تفریقی باشند [۲۷، ۲۸] مقدار NiO الیوین‌ها بین ۰ تا ۰/۳ درصد وزنی است، لذا کلیه نمونه‌های الیوین سنگ‌های اولترامافیک روی نمودار تغییرات درصد فورستريت نسبت به درصد وزنی اکسید نیکل (شکل ۸) در قلمرو انباشت‌های اقیانوسی [۲۸] قرار می‌گیرند. Mg# الیوین‌ها نسبت به Mg# کلینوپیروکسن‌های موجود در همان سنگ‌ها بسیار پایینتر است و این امر احتمالاً مبین تبلور زودرس کلینوپیروکسن نسبت به الیوین در نمونه‌هاست (در بررسی‌های سنگ‌شناختی الیوین‌های میان انباشتی بین کلینوپیروکسن نیز موید این مسئله است، شکل ۲).

در مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر، کانی الیوین به فراوانی در بخش‌های پایینی مجموعه دیده می‌شود. به طوریکه در دونیت‌ها و الیوین کلینوپیروکسنیت‌ها از فازهای اصلی کانیاپی محسوب می‌شوند. به تدریج به سمت بخش‌های بالایی مجموعه از میزان آن کاسته می‌شود. نتایج آنالیز ریزکاوشی ۶ نمونه الیوین از سنگ‌های اولترامافیک مجموعه در جدول ۲ ارائه شده‌اند. ترکیب بلوری الیوین‌ها یکنواخت و فاقد منطقه‌بندی هستند. میزان Fo آنها در سنگ‌های انباشتی اولترامافیک متفاوت، و بین ۷۳ تا ۷۲ درصد در ورلیت و ۷۳ تا ۷۴/۸ درصد در الیوین کلینوپیروکسنیت متغیر است. میزان NiO از ورلیت به سمت کلینوپیروکسنیت کاهش می‌یابد. تصور می‌شود که

جدول ۲ نتایج آنالیز کانی الیوین در سنگ‌های اولترامافیک.

نمونه	S10	S11	S12	S13	S14	S15
SiO ₂ (wt%)	۳۸/۳۱	۳۵/۴۲	۳۸/۵۸	۳۸/۰۱	۳۸/۰۷	۳۸/۰۲
TiO ₂	۰	۰	۰	۰/۰۶	۰	۰
Al ₂ O ₃	۰	۰/۰۲	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۳
FeO	۲۱/۴۴	۲۴/۵۲	۲۳/۲۸	۲۳/۱	۲۳/۱	۲۳/۱۶
MnO	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۲۵
MgO	۳۹/۸۳	۳۶/۴	۳۷/۱۳	۳۸/۱۹	۳۸/۴۹	۳۸/۵
CaO	۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰	۰	۰
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۳
NiO	۰/۰۶	۰/۱	۰/۲۱	۰/۳	۰	۰
Total	۹۹/۹۹	۹۶/۹۲	۹۹/۶۶	۹۹/۹۳	۹۹/۹۸	۹۹/۹۹

تعداد کاتیونها بر حسب ۴ اکسیژن

Si	۰/۹۹	۰/۹۷	۰/۰۱	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe	۰/۴۶	۰/۵۶	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵	۰/۵۱
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۱/۵۴	۱/۴۹	۱/۴۵	۱/۴۹	۱/۵	۱/۵
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ni	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fa	۲۳/۱۹	۲۷/۴۲	۲۶/۰۲	۲۵/۳۳	۲۵/۱۸	۲۵/۲۳
Fo	۷۶/۸۱	۷۲/۵۸	۷۳/۹۸	۷۴/۶۷	۷۴/۸۲	۷۴/۷۷
Mg#	۷۶/۸۱	۷۲/۵۸	۷۳/۹۸	۷۴/۶۷	۷۴/۸۲	۷۴/۷۷

بحث

افیولیت‌ها قطعاتی از پوسته‌های اقیانوسی هستند که در اثر فرایندهای زمین‌ساختی و طی فازهای کوهزایی در راستای حاشیه قاره‌ها جایگزین می‌شوند. پوسته اقیانوسی در اثر تفریق بلوری در اتاقک‌های ماگمایی نزدیک به سطح و خروج ماگمای بازالتی از این اتاقک‌ها به درون اقیانوس در یک مرکز گسترش ایجاد می‌شوند. مدل‌های مختلف ارائه شده برای تکوین پوسته اقیانوسی مبین حضور اتاقک‌های ماگمایی در اعماق ۱ تا ۷ کیلومتری و در فشارهای معادل ۱ تا ۲/۵ کیلو بارند [۲۳] در [۱۷]. بررسی‌های تجربی انجام شده در فشارهای ۱ اتمسفر [۲۹، ۳۰ و ۳۱] نشان داده‌اند که از تبلور یک ماگمای بازالتی اولیه، به ترتیب الیوین (اسپینل)، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن تشکیل می‌شود. بر اساس این بررسی‌ها تبلور اولیه مقدار زیاد الیوین از ماگما سبب می‌شود تا قبل از تبلور، کلینوپیروکسن آبگون باقیمانده از MgO تهی شود در نتیجه Mg# کلینوپیروکسن‌ها و الیوین‌های همزیست با آنها نسبتاً پایین خواهد بود ($Mg\# < 82$). التون و همکاران [۲۳] دریافته‌اند که نتایج حاصل از بررسی‌های انجام شده در فشار ۱ اتمسفر بسیار مشابه با ترتیب تبلوری و ترکیب بلوری مشاهده شده در مورب‌ها هستند. تبلور مورب‌ها در فشارهای پایین سبب ایجاد دونیت، تروکتولیت و الیوین گابرو می‌شود [۲۲]. در حالی که محصولات تفریق بلوری بازالت‌های اقیانوسی در فشار بالا با تشکیل دونیت، ورلیت، کلینوپیروکسنیت، وبستریت و لرزولیت همراه است که در آنها کانی‌های مافیک دارای Mg# بالایی هستند [۲۲، ۲۳]. وجود سنگ‌های دونیت، ورلیت، الیوین کلینوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت در سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی متناقض با تبلور MORB در فشار پایین است. بر اساس همین بررسی‌های تجربی در فشارهای پایین، تبلور پلاژیوکلاز بر پیروکسن مقدم است. فقدان پلاژیوکلاز در سنگ‌های اولترامافیک بررسی شده و یا حضور تأخیری آن به صورت میان انباشت در تعدادی از ورلیت‌های پلاژیوکلازدار، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در فشارهای پایین تشکیل نشده‌اند.

علاوه بر موارد یاد شده، ترکیب کانی کلینوپیروکسن نیز در این سنگ‌ها مبین تبلور آنها در محیط با فشار بالاست. نمودار

Cr_2O_3 کلینوپیروکسن‌ها نسبت به Mg# در شکل VB نشان داده شده است. نمونه‌هایی از انباشته‌های گابرویی افیولیت‌های پوزنتی-کارزانتی (PKO) [۳۳]، نمونه‌هایی از انباشته‌های الترامافیک در مجموعه افیولیتی جزیره بای (Bay of island ophiolite complex) [۲۱، ۲۲] و گستره کلینوپیروکسن‌های در فشار پایین N-MORB [۱۹] نیز برای مقایسه در این نمودار ارائه شده‌اند. چنانکه ملاحظه می‌شود کلینوپیروکسن‌های انباشته‌های اولترامافیک افیولیت جنوب دریای خزر، Mg# بالاتری داشته، و بر خلاف کلینوپیروکسن‌های تشکیل شده در محیط‌های با فشار پایین به سمت Cr_2O_3 بالاتر تمایل دارند و در مقایسه با کلینوپیروکسن‌های با فشار پایین گستره متفاوتی را نشان می‌دهند به طوری که تقریباً با گستره افیولیت که مربوط به کلینوپیروکسن‌های فشار متوسط تا بالاست [۲۲] همخوانی دارند. در ضمن با انباشته‌های اولترامافیک و گابروهای قبرس [۲۴] و توده‌های کوه‌های آرم در شمال مجموعه افیولیتی جزیره‌بای [۲۱-۲۳] نیز ارتباط مشابهی نشان می‌دهند. یکنواختی ترکیب فازهای انباشتی و میان انباشتی و نبود منطقه‌بندی در آنها، مبین سردشدگی و انجماد آرام و تعادل این سنگ‌هاست [۳۴، ۲۰]. به این ترتیب با توجه به شواهد بالا می‌توان به این نتیجه رسید که نمونه‌های مورد بحث در فشارهای بالای لیتوسفر اقیانوسی متبلور شده‌اند.

مقدار Al_2O_3 کلینوپیروکسن‌های انباشته‌های الترامافیک بین ۰/۹۴ تا ۲/۱۲ متغیر است (جدول ۱). Al_2O_3 کلینوپیروکسن‌ها نسبت به Mg# برای سنگ‌های الترامافیک در شکل VC نشان داده شده است. کلینوپیروکسن‌های انباشته‌های الترامافیک مقدار Al_2O_3 پایینی نشان می‌دهند (۵ wt%) و چنانکه در شکل دیده می‌شود، در گستره با فشار بالا که توسط مداریس [۳۵] تعریف شده است قرار می‌گیرند، این انباشته‌های با فشار بالا با انباشته‌های الترامافیک مرسین [۲۰]، انباشته‌های الترامافیک مجموعه تانسینا [۲۷] و زینولیت‌های پوسته تحتانی قوس آلتوسین [۳۶] که همگی حاصل تفریق بلوری در فشار بالا هستند، قابل مقایسه‌اند. همچنین بر مبنای شکل این سنگ‌ها روندی متفاوت از افیولیت‌های اسکارگارد و افیولیت اسمعیل که محصول تبلور در فشار پایین هستند [۳۳] نشان داده و تقریباً بر آن عمودند (شکل VC).

زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین کاربرد گسترده‌ای دارند [۴۲، ۲۸].

در شکل ۹A ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های بررسی شده روی نمودار Ti-Cr [۴۳] تصویر شده است و چنانکه ملاحظه می‌شود تمامی نمونه‌ها در قلمرو گابروهای اقیانوسی قرار می‌گیرند.

در نمودار تغییرات Cr_2O_3 نسبت به $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe)$ [۳۷، ۳۳] بیشتر نمونه‌ها در خارج از قلمرو MORB و در قلمرو انباشته‌های اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۹B). در نمودار Al_2O_3 نسبت به $Mg\#$ [۲۸، ۴۴] نمونه‌ها در قلمرو انباشته‌های اقیانوسی دیده می‌شوند (شکل ۹C). در نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 [۴۵] عموماً نمونه‌ها غنی از Si بوده و بیشتر در قلمرو سنگ‌های تولیتی و آهکی-قلیایی (کالک - آلکالن) قرار می‌گیرند (شکل ۹D)، در این نمودار، نمونه‌ها عموماً از Si غنی بوده و در قلمرو سنگ‌های نیمه‌قلیایی (ساب آلکالن) قرار می‌گیرند. در نمودار Ti+Cr نسبت به Ca نمونه‌های اولترامافیک در گستره بازالت-های قوسی واقع شده‌اند (شکل ۹E). علاوه بر آن در شکل (شکل ۹F) نیز نمونه‌های بررسی شده در قلمرو سنگ‌های گابرویی جزایر قوسی قرار دارند.

با توجه به نمودارهای زمین‌ساختی ارائه شده در این بخش که براساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها استوارند، به خوبی دیده می‌شود که سنگ‌های اولترامافیک بررسی شده از انباشته‌های اقیانوسی هستند و نظیر بیشتر افیولیت‌های کرتاسه در مدیترانه شرقی [افیولیت‌های تروُدوس، عمان، بائرباسیت (سوریه)، زاگرس و افیولیت‌های ترکیه] دارای ماهیت قوس هستند [۳۲]. بررسی‌ها نشان داده‌اند که در اطاق‌های ماگمایی بخش پایینی قوس‌های نابالغ، مجموعه‌های انباشته‌های اولترامافیک و مافیکی ایجاد می‌شوند که در فشار بالا متبلور شده‌اند، جائیکه الیون‌ها به دنبال پیروکسن‌ها و پس از آنها پلاژیوکلازها متبلور می‌شوند [۳۴، ۴۶ و ۴۷].

بنابراین با توجه به ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها و ترتیب تبلور کانی‌ها در نمونه‌های مورد بررسی، به نظر می‌رسد که سنگ‌های اولترامافیک در محیط فرفرو رانشی تشکیل شده باشند.

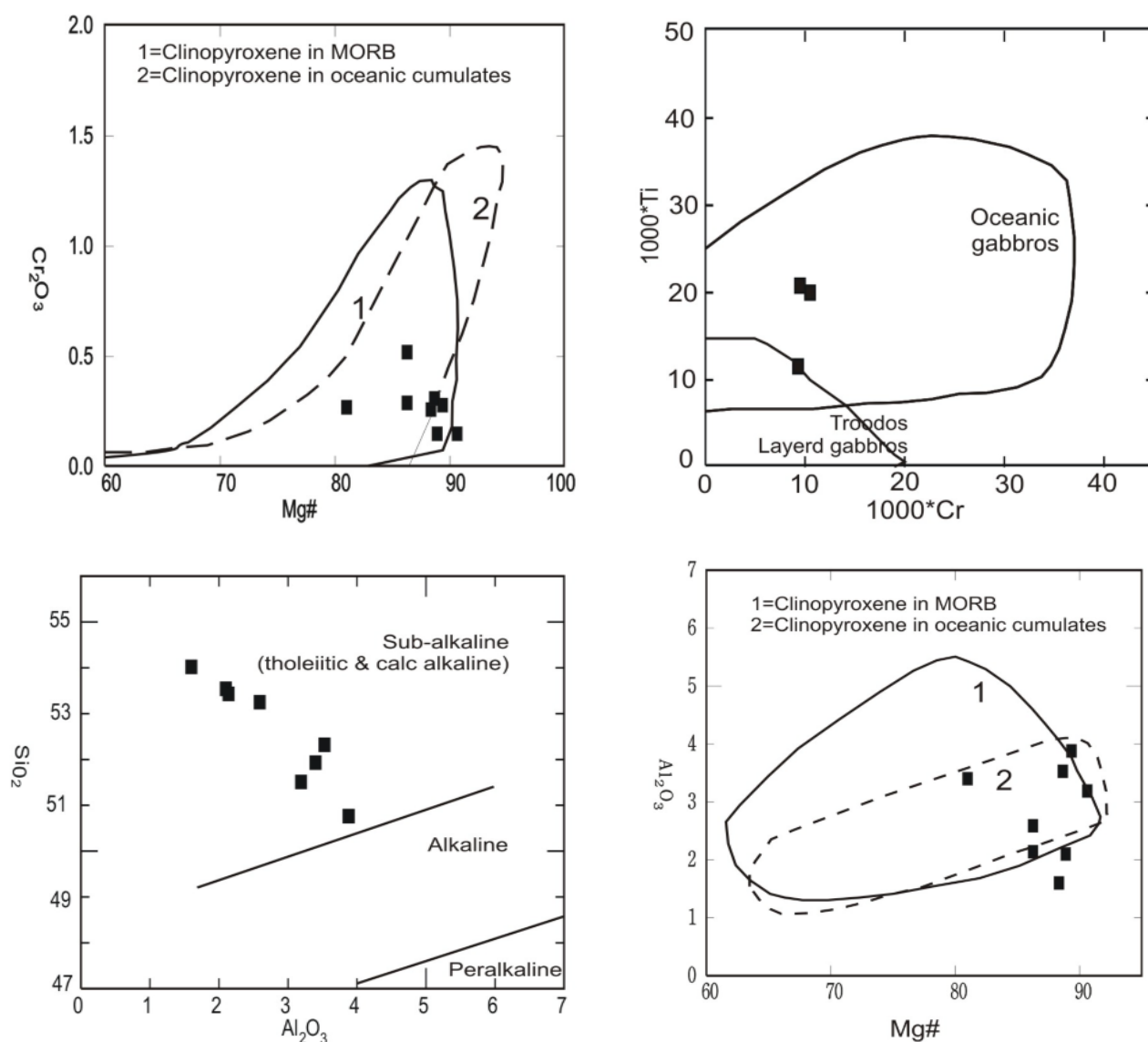
در نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} ، که در آن شرایط تبلور و قلمرو کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مختلف ارائه شده است [۲۰، ۳۷]، کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک مجموعه مطالعه شده در میدان گرانولیت‌ها و زینولیت‌های در فشار بالا قرار می‌گیرند (شکل ۷D).

بررسی‌های تجربی نشان داد که در فشار پایین کلینوپیروکسن‌های متبلور از یک ماگمای بازالتی، عموماً $Mg\#$ کمتر از ۸۴ دارند [۱۷، ۳۸]. در فشارهای متوسط تا بالا میدان پایداری تبلور الیون نسبت به پیروکسن کاهش می‌یابد [۳۹، ۴۰] بدین ترتیب با افزایش فشار، میزان تبلور الیون پیش از کلینوپیروکسن، کاهش می‌یابد و در نتیجه $Mg\#$ کلینوپیروکسن‌های همزیست با الیون بالاتر می‌رود (نظیر آنچه که در واحدهای سنگی افیولیت پوزانتی-کارزانتی که محصول تفریق بلوری در فشار بالا هستند دیده می‌شود [۱۷]). چنین ترتیب تبلور در سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر نیز قابل مشاهده است به طوریکه $Mg\#$ کلینوپیروکسن‌ها نسبت به الیون‌های میان انباشتی نسبتاً بالاتر است. در این سنگ‌ها کلینوپیروکسن‌های با $Mg\#$ بالا، احتمالاً پس از تبلور مقدار کمی الیون (الیون‌های محبوس در پیروکسن) در اطاقک ماگمایی متبلور شده‌اند.

نتایج داده‌های ژئوشیمیایی انباشته‌های اولترامافیک افیولیت جنوب دریای خزر نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از فرایند تبلور تفریقی از یک آبگون بازالتی در فشارهای متوسط تا بالا (بالاتر از ۱۰ Kbar) تشکیل شده‌اند. نبود منطقه‌بندی در کانی‌های کلینوپیروکسن نشان دهنده انجماد آرام در طول تبلور است. تبلور آرام و کانی‌های بدون منطقه‌بندی می‌تواند مبین تبلور در محیط با فشار بالا باشد [۴۱]. در نتیجه به نظر می‌رسد که شیمی کانی‌های سنگ‌های پوسته پایینی در مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر در اثر تفریق بلوری در فشار بالا (حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلو بار) از یک ماگمای بازالتی ایجاد شده باشند.

جایگاه زمین‌ساختی

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابع ترکیب شیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگما‌های میزبان‌شان است و به همین جهت به عنوان یک معیار مناسب برای تشخیص محیط



شکل ۹ (A) موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر روی نمودار $Ti-Cr$ [۴۳]، (B) نمونه‌های بررسی شده روی نمودار دو متغیره Cr_2O_3 نسبت به $Mg\#$ [۲۸]، (C) تعیین موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مطالعه شده روی نمودار Al_2O_3 نسبت به $Mg\#$ [۲۸]، (D) نمودار تغییرات SiO_2 نسبت به Al_2O_3 برای کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر [۴۵].

برداشت

- ۱- ترکیب کانی‌ها در انباشته‌های اولترامافیک افیولیت جنوب دریای خزر سرشتی‌های متفاوت از ماگماهای والد نوع MORB در فشار پایین [۳، ۴۸] نشان می‌دهند.
- ۲- بررسی‌های سنگ‌شناختی سنگ‌های اولترامافیک مبین حضور دو نسل الیوین در این سنگهاست.

- ۳- بر اساس شواهد سنگ‌شناختی و $Mg\#$ کانی‌ها، کلینوپیروکسن‌ها به صورت انباشتی و پیش از الیوین‌های نسل دوم متبلور شده‌اند.
- ۴- ترتیب تبلوری کانی‌ها در این سنگ‌ها (الیوین‌های نسل اول + کلینوپیروکسن + الیوین‌های نسل دوم)، نبود پلاژیوکلاز در آنها، حضور سنگ‌های دونیت، ورلیت، الیوین کلینوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت، بالای $Mg\#$ کلینوپیروکسن‌ها (> ۸۴) و

20(1992b) 149-1 52.

[۶] صلواتی م.، "بررسی زمین شناسی و پتروژنز سنگهای ماگمایی منطقه جنوب املش"، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، (۱۳۷۹)، ۱۵۹ صفحه.

[7] Salavati, M., Kananian, A., Noghreian, M., Darvishzadeh, A. and Samadi Soofi, A. 2008. "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 Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 28. (2008) [online] Available from <http://virtualexplorer.com.au/journal/2008/28/> [۸] نبوی م.ح.، "دیباچه ای بر زمینشناسی ایران"، انتشارات سازمان زمینشناسی کشور، (۱۳۵۵)، ۱۰۹ صفحه.

[9] Bazargani-Guilani K., Rabbani M. S., Salavati M. "Study of few Zeolitic Occurences in Guilan Province, Iran", Iran international zeolite conference (2008) 427-429.

[10] Droop, G.T.R., "A general equation for estimating Fe³⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", Mineral. Mag. 51 (1987) 431-435.

[11] Morimoto N., Fabries J., Ferguson AK., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineral. Mag. 52 (1988) 535-550.

[12] Bence A.E., Papike J.J., Ayuso R.A., "Petrology of Atlantic island arcs", Bull. Volcanol. 32(1975) 189-206.

[13] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence E., "Statistical analysis of Clinopyroxenes from deep-sea basalts", Am. Mineral, 64 (1979) 501-513.

[14] Cameron M., Papike I., "Structural and chemical variations in pyroxenes", Am. Mineral. 66 (1981) I-SO.

[15] Marcelot G., Maury R.C., Lefevre C., "Mineralogy of Erromango lava New Hebrides: Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts". Lithos, 16 (1983) 135-151.

[16] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", Contrib Mineral Petrol 69 (1979) 33-47.

[17] Parlak O., Höck V., Delaloye M., "The supra-subduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite,

عدم وجود منطقه بندی در کانیها، مغایر با تبلور ماگماهای MORB در فشار پایین بوده و مبین تبلور این سنگها در فشارهای بالا (> ۱۰ Kbar) است.

۵- ترکیب کلینوپیروکسنها در این سنگها مبین تشکیل آنها در محیط جزایر قوسی است.

بنابراین به طور کلی تعبیر و تفسیر دادههای شیمیایی کانیها در انباشتههای اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر نشان می دهد که سنگهای اولترامافیک مجموعه مورد بحث در فشار بالا (> ۱۰ Kbar) و از یک ماگمای بازالتی در محیط قوس یا فرافروانشی تشکیل شده است.

سپاسگزاری

این پژوهش حاصل طرح پژوهشی "بررسی پتروژنتیکی و اقتصادی توده های گابرویی خاور استان گیلان" است که با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان انجام شده است، لذا بدینوسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان تقدیر و تشکر به عمل می آید.

مراجع

- [1] Beccaluva L., Coltorti M., Giuntab G. and Siena F., "Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode", Tectonophysics 393(2004) 163-174.
- [2] Nicholson K.N., Black P.M. and Picard C., "Geochemistry and tectonic significance of the Tangihua Ophiolite Complex, New Zealand", Tectonophysics 321 (2000) 1-15.
- [3] Bagci U., Parlak O., Höck V., "Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey)", Geol. J. 41(2006) 193-219.
- [4] Lippard S.J., Shelton A.N., Gass I.G., "The ophiolite of Northern Oman", Geol. Soc., London. Mem. 11 (1986) 178 pp.
- [5] Malpas J., Spurlin K.B., Black P.M., Philippa M., Smith I.E.M., "Northland ophiolite. New Zealand. and implications for plate tectonic evolution of the southwest Pacific", Geology

- Tonsina ultramafic– mafic assemblage, Tonsina, Alaska*", J. Geophys. Res. 94 (1989) 4373–4391.
- [28] Elthon D., Stewart M., Ross D.K., "Compositional trends of minerals in oceanic cumulates", J. Geophys. Res. 97 (1992) 15189–15199.
- [29] Bender J.F., Hodges F.N., Bence A.E., "Petrogenesis of basalts from the project famous area: experimental study from 0 to 15 kbar", Earth Planet. Sci. Lett. 41(1978) 277–302.
- [30] Fisk M.R., Schilling J.G., Sigurdson H., "An experimental investigation of Iceland and Reykjanes Ridge tholeiites: I. Phase relations", Contrib. Mineral. Petrol. 74 (1980) 361–374.
- [31] Dungan M.A., Long P.E., Rhodes J.M., "The petrology, mineral chemistry and one atmosphere phase relations of basalts", from site 395. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 45 (1978) 461–472.
- [32] Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S., "Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds), *Marginal Basin Geology*", Geological Society, London, Special Publications, 16 (1984) 77–89.
- [33] Parlak O., "Geochemistry and significance of dyke swarms in the Pozanti– Karsanti ophiolite (Southern Turkey)", Tr. J. Earth Sci. 24 (2000) 29–38.
- [34] Burns L.E., "The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics", Can. J. Earth Sci. 22 (1985) 1020–1038.
- [35] Medaris, L.G., "High-pressure peridotites in south-western Oregon". Bull. Geol. Soc. Am. 83 (1872) 41–58.
- [36] DeBari S.M., Kay, S.M., Kay R.W., "Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: deformed igneous cumulates from the Moho of an island arc", J. Geol. 95(1987) 329–341.
- [37] Aoki K., Kushiro I., "Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eife", Contrib Mineral Petrol 21(1968)743–749
- [38] Grove T.L., Bryan W.B., "Fractionation of pyroxene–phyric MORB at low pressure: an experimental study", Contrib. Mineral. Petrol. 84 (1983) 293–309.
- southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates*", Lithos. 65 (2002) 205–224.
- [18] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., 1989. "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chem. Geol. 77 (1989) 165–182.
- [19] Elthon D., "Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman rise spreading center", J Geophys Res 92 (1987) 658–682
- [20] Parlak O., Delaloye M., Bingöl E., "Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey)", Geol Rundsch 85 (1996) 647–661
- [21] Elthon D., Casey J.F., Komor S., "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 (1984) 83–97.
- [22] Elthon, D., Casey J.F., Komor S., "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 (1982) 8717–8734.
- [23] Komor S.C., Elthon D., Casey J.F., "Mineralogical variations in layered ultramafic cumulate sequences at the North Arm Mountain massif, Bay of Island ophiolite, Newfoundland", J. Geophys Res. 90 (1985) 7705–7736.
- [24] Hébert .R, Laurent R., "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 (1990) 149–163.
- [25] Gamble R.P., Taylor L.A., "Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate", Earth Planet Sci Lett 47 (1980) 21–33.
- [26] Hodges F.N., Papike J.J., "DSDP site 334: magmatic cumulates from oceanic layer 3", J. Geophys. Res. 81 (1976) 4135–4151.
- [27] DeBari S.M., Coleman R.G., "Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the

175-189.

[45] Le Bas M.J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", Am. J. Sci., 260 (1962) 267-288.

[46] Coleman R.G., "Ophiolites and accretion of the North American Cordillera", Bull Soc Geol France 8(1986) 961-968.

[47] Robertson A.H.F., Poisson A., Akıncı O., "Developments in research concerning Mesozoic-Tertiary Tethys and neotectonics in the Isparta Angle, SW Turkey", Geological Journal 38 (2003) 195-234.

[48] Bağcı U., Parlak O., Höck V., "Whole rock and mineral chemistry of cumulates from the Kızıldağ (Hatay) ophiolite (Turkey): clues for multiple magma generation during crustal accretion in the southern Neotethyan ocean", Mineralogical Magazine 69 (2005) 39-62.

[49] Ross M., Huebner J.S., "A pyroxene geothermometer based on composition-temperature relationships of naturally occurring orthopyroxene, pigeonite and augite". In: Extended Abstracts of the Int Conference of Geothermometry and Geobarometry, Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania, 4 pp (1975).

[39] Presnall D.C., Dixon J.R., O'Donnell T.H., Dixon S.A., "Generation of mid-ocean ridge tholeiites", J. Petrol. 20 (1979) 3-35

[40] Walker D., Shibata T., Delong S.E., "Abyssal tholeiites from the Oceanographer fracture zone, II, Phase equilibria and mixing", Contrib. Mineral. Petrol. 70 (1979) 111-126.

[41] Flower M.F.J., Robinson P.T., Schmincke H.U., Ohnmacht W., 1977. "Magma fractionation systems beneath the Mid Atlantic ridge at 36-37°N", Contrib. Mineral. Petrol. 64 (1977) 167-195.

[42] Leterrier I., Maun R.C., Thonon P., Girard, D., Marchal. M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth Planet", Sci. Lett. 59 (1982) 139-154.

[43] Lachize M., Lorand J.P., Juteau T., "Calc-alkaline differentiation trend in the plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah section. Haylayn massif. Semail ophiolite, Oman", Lithos. 38 (1996) 207-232.

[44] Rampone E., Hofmann A.W., Raczek I., "Isotopic contrasts within the internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link. Earth Planet", Sci. Lett.. 163 (1998)