

بررسی سنگ شناسی، کانی شناسی و سنگ زایی پریدوتیت های سوره دال در جنوب ماشکان-شمال غرب ایران

مینا ایلخانی خسروشاهی، رباب حاجی علی اوغلی *

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۲/۲/۱۶، نسخه نهایی: ۹۲/۳/۲۱)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در کوه‌های سوره‌دال، جنوب روستای ماشکان، در مرز ایران با عراق واقع شده‌است. سنگ‌های اولترامافیک در این منطقه با ترکیب هارزبورژیت تا دونیت با درجات متفاوت سرپانتینی شده‌اند. بر اساس بررسی‌های شیمی کانی‌ها، ترکیب الیوین به طور اصلی فورستريت (Fo 85.07-91.55) و ترکیب ارتوپروکسن عمدتاً انستاتیت (En 0.89-0.92) است. ترکیب کلینوپروکسن دیوپسیدی است و مقادیر $Al/(Al+Fe^{3+}+Cr)$ بین ۰.۰۲-۰.۵۷ در تغییر است. ترکیب اعضای نهایی اسپینل‌ها، Mag (0.04-0.06)، Chr (0.62-0.66) و Spl (0.51-0.58) است. عدد منیزیم اسپینل بین ۰.۵۲-۰.۶۲ و عدد کروم در حدود ۰.۵۹-۰.۶۹ است. با استفاده از نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی‌ها، محیط اقیانوسی برای این نوع پریدوتیت‌ها تعیین شده‌است. این پریدوتیت‌ها در منطقه‌ی چند فرورانشی (SSZ) در جلوی قوس (Forearc) تشکیل شده‌اند. بر این اساس افیولیت‌های سوره دال در انتهای‌ترین بخش شمال غربی زون زاگرس بقایایی از سنگ کره اقیانوسی شاخه جنوبی Neo-Tethyan تشکیل می‌دهند. که در اصل بین حاشیه-های قاره‌ای عربستان (به سمت جنوب) و اوراسیا (به سمت شمال) در طی اواخر کرتاسه تشکیل شده‌اند و همسانی بسیار نزدیکی با افیولیت‌های کرمانشاه و عراق در کمر بند افیولیتی زاگرس را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: سنگ شناسی؛ شیمی کانی؛ پریدوتیت؛ سوره دال؛ ماشکان؛ شمال غرب ایران.

مقدمه

زون جوش خورده‌ی افیولیتی بین کمر بند زاگرس و زون سندج-سیرجان است. مجموعه‌ی افیولیتی شمال غربی پیرانشهر آخرین بخش کمر بند افیولیتی زاگرس در شمال غرب ایران را تشکیل می‌دهد که راستای غربی آن به عراق و ترکیه می‌رسد.

به طور کلی حوضه‌ی اقیانوسی نئوتتیس دارای دو شاخه‌ی شمالی و جنوبی است. شاخه‌ی شمالی نئوتتیس چند بازویی است، ولی شاخه‌ی جنوبی آن نسبتاً ساده است [۲]. شاخه‌ی شمالی نئوتتیس در ترکیه گسترش داشته که سکوه‌های Anatolide-Tauride و در ادامه Bitlis-Poturge را از

محل برخورد قاره‌ای عربستان و ایران مرکزی بخش مهمی از کمر بند کوه‌زایی مزوزوئیک و سنوزوئیک آلپ - هیمالیا [۱]، در زون جوش خورده‌ی زاگرس قرار دارد. زون جوش خورده‌ی زاگرس از مرز ترکیه-ایران تا شمال تنگه‌ی هرمز امتداد دارد. کمر بند کوه‌زایی زاگرس کمر بند فعالی بوده که دارای مجموعه-ای از پهنه‌های رسوبی مزوزوئیک کم عمق و عمیق آبی شامل رادیولاریت است. افیولیت‌های پیرانشهر، کرمانشاه، نی ریز و عمان در راستای این کمر بند قرار گرفته‌اند. این افیولیت‌ها در راستای گسل وارون اصلی زاگرس قرار دارند که نشان دهنده‌ی

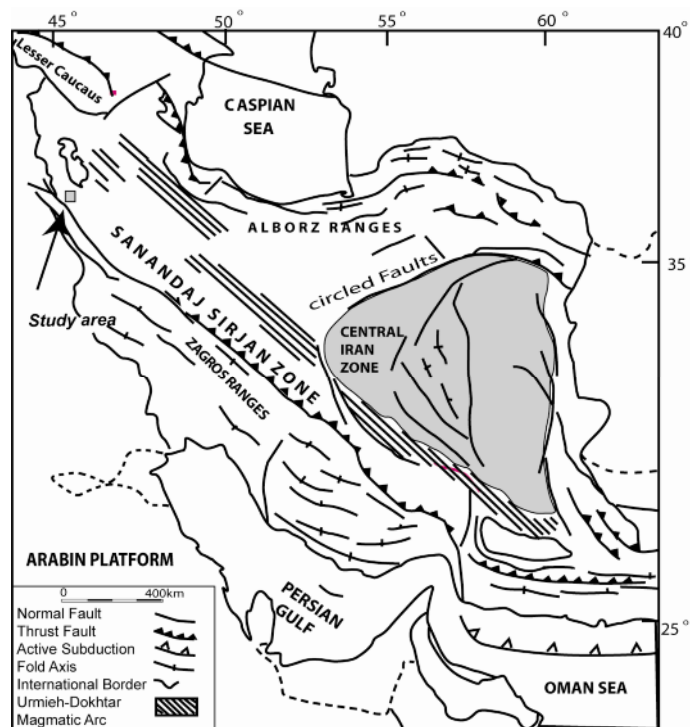
* نویسنده مسئول، تلفن - نمابر: ۰۴۱۱-۳۲۹۲۶۲۳، پست الکترونیکی: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

نظر گرفته شده است (شکل ۱). افتخارنژاد [۷] با در نظر گرفتن این منطقه در بخش غربی شکستگی مهم زرينه رود-ارومیه، آن را بخشی از زون همدان-ارومیه معرفی می‌کند. در این منطقه انواع سنگ‌های دگرگونی، آذرین و رسوبی در گستره‌ای بسیار وسیع رخمون دارند و نفوذ توده‌های آذرین باعث دگرگونی مجاورتی سنگ‌های دربرگیرنده و تشکیل انواع هورن‌فلس‌ها و تبلور مجدد سنگ‌های کربناتی شده است. کهن‌ترین سنگ‌های رخمون یافته در منطقه شامل مجموعه-ای از یک رشته سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین شامل شایست-های رسی به همراه کمی سنگ‌های متاولکانیکی در رخساره آمفیبولیت است که در شمال شرق منطقه برونزد دارد [۸]. در غرب روستای جلدیان یک سری سنگ‌های دگرگونی شامل آمفیبولیت و کم‌تر شایست رخمون دارند که رسوب‌های کربناتی پرمین به وسیله‌ی گسل تراستی روی این مجموعه رورانه شده‌اند [۸]. رخمون‌های پراکنده مشابه این دگرگونی-ها در شمال منطقه نیز دیده می‌شوند که ادامه این سنگ‌های دگرگون به سمت شمال اشنویه ادامه دارد. سن این سنگ‌های دگرگون مشخص نیست. اجزای تشکیل دهنده‌ی این مجموعه دگرگون شامل آمفیبولیت، شایست و مرمر است (شکل ۲).

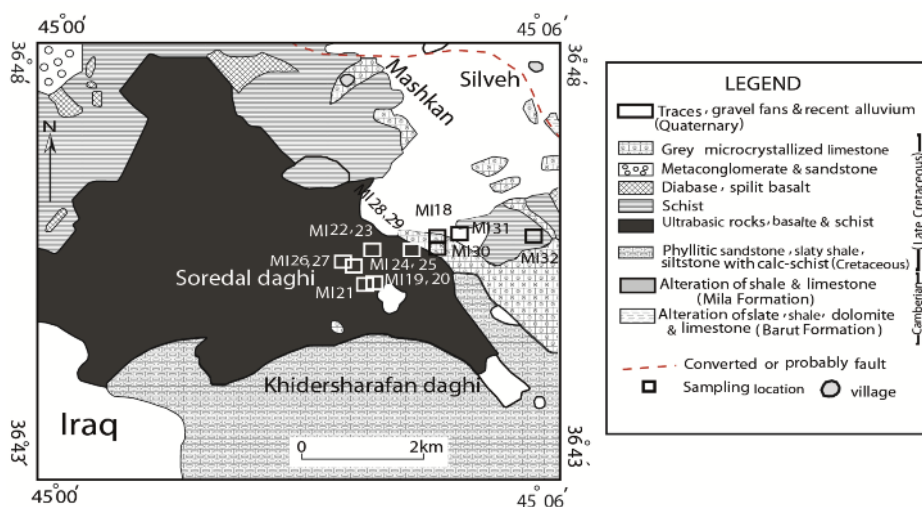
اوراسیا جدا کرده است، ولی شاخه‌ی جنوبی آن (در ترکیه)، از گندوانا جدا شده است [۲]. حوضه‌ی اقیانوسی زاگرس، به عنوان شاخه‌ی جنوبی نئوتتیس در ایران به شمار می‌آید [۳]. افیولیت‌های ایران از جمله افیولیت‌های شمال غرب پیرانشهر نیز بخش‌هایی از تکه‌های اقیانوس حوضه‌ی جنوبی نئوتتیس هستند که در اواخر کرتاسه تشکیل شده‌اند. به دنبال فروروانش اقیانوس دیرینه تتیس، کافت درون قاره‌ای نئوتتیس در جنوب آن و در سرزمین‌های شمالی گندوانا در راستای گسل‌های اصلی و قدیمی شروع به باز شدن کردند [۴]. به عقیده‌ی Golonka [۵]، فروروانش نئوتتیس به احتمال زیاد در ارتباط با گشایش کافت اطلس در اواخر ژوراسیک و اوایل کرتاسه اتفاق افتاده است. هرچند این احتمال هم وجود دارد که فروروانش از اواخر ژوراسیک فعال بوده باشد [۵].

زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در طول‌های جغرافیایی 45° و 45° و 6° شرقی و عرض‌های جغرافیایی 36° و 43° و 36° و 48° شمالی، در جنوب روستای ماشکان در مرز ایران با عراق واقع شده است. این منطقه از دیدگاه تقسیمات واحدهای ساختمانی و رسوبی ایران [۶]، بخشی از زون دگرگونی سهندج-سیرجان در



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی بر اساس تقسیم بندی [۶].



شکل ۲ نقشه زمین شناسی سوره دال، اقتباس از [۸].

پس از این بررسیهای برای بررسی دقیق تر پریدوتیت ها، نمونه هایی از پریدوتیت های نسبتاً سالم تر و با درصد سرپانتینی شدن پایین برای تجزیه به روش ریز پردازشی الکترونی EPMA در دانشگاه کانازاوا ژاپن انتخاب شدند که در این فرایند ولتاژ شتاب دهنده برابر ۱۵ KeV و جریان نمونه برابر ۲۰ nA بوده است. کانی های تجزیه شده شامل الیوین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و اسپینل هستند. داده های حاصل از تجزیه کانی ها در جدول های ۱-۴ آورده شده اند.

بحث و بررسی

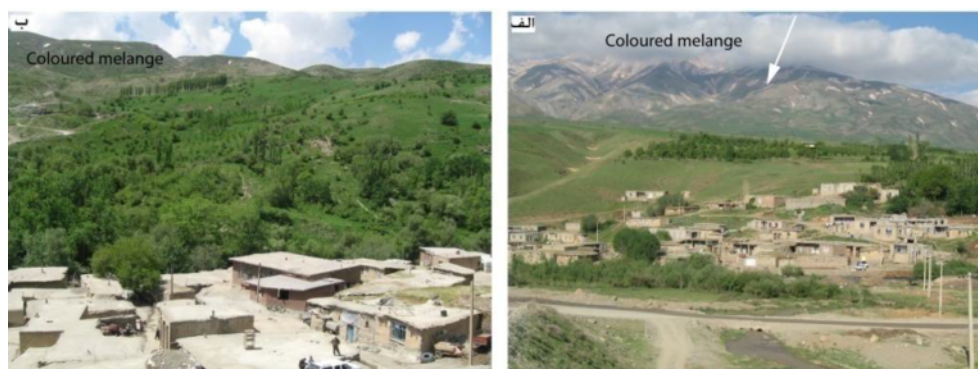
بررسی های صحرایی و سنگ شناسی پریدوتیت های سوره دال

بررسی های صحرایی در چندین مسیر شامل مسیر جاده ی پیرانشهر به روستاهای خالدار، سیلوه، گردکولان، زیوکه-ماشکان و دلاوان انجام شدند. شکل ۳ دورنمایی از آمیزه رنگین در غرب روستاهای گردکولان و زیوکه و سنگهای افیولیتی را نشان می دهد.

بخشی به نسبت گسترده در غرب منطقه را آمیزه ی افیولیتی تشکیل می دهد و شامل مجموعه ای از سنگ های آذرین- رسوبی دگرگون در حد رخساره ی آمفیبولیت است. این مجموعه از دیدگاه رخساره و دیرینگی به بخش های گوناگون تقسیم شده، ولی وابستگی آن ها از یک دیگر گسسته است. زمان آمیختگی با سن اجزاء متفاوت است و شاید زمان آمیختگی آن ها در اوایل ترشیر باشد. سنگ های تشکیل دهنده ی این مجموعه، دربرگیرنده ی سنگ های فرابازی سرپانتینی شده (بیش تر با ترکیب پریدوتیت)، سرپانتینیت، متادیاباز، متابازالت و شیست های سبز (کلریت، شیست)، بیوتیت شیست به همراه سنگ های رسوبی نواحی ژرف، مانند چرت های رادیولاریتی و آهک های پلاژی است.

روش کار

روابط بافتی و سنگ شناسی در انواع سنگ های الترامافیک شامل پریدوتیت های سرپانتینی شده مورد بررسی قرار گرفتند.

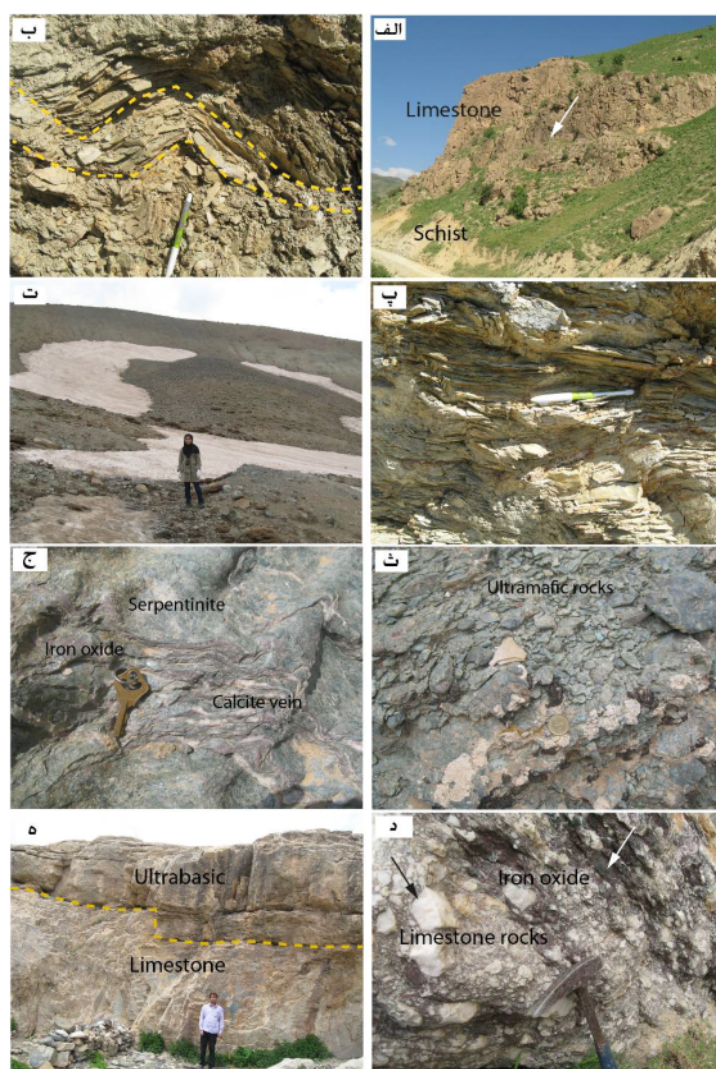


شکل ۳ برونزد سنگ های آمیزه رنگین (الف) در غرب روستای گردکولان و (ب) در غرب روستای زیوکه .

نیروهای زمین‌ساختی منطقه چین‌خوردگی پیدا کرده‌اند (شکل ۴ ب). شیست‌ها نیز اغلب به رنگ سبز مشاهده می‌شوند (شکل ۴ پ).

آمیزه‌های افیولیتی کرتاسه در منطقه به صورت نسبتاً گسترده برونزد دارند. جای‌گیری سنگ‌های الترامافیک به صورت زمین‌ساختی و در راستای گسل‌ها صورت گرفته است (شکل ۲). این سنگ‌ها از روستای دلاوان مشاهده می‌شوند و برونزد اصلی این سنگ‌های الترامافیک در ارتفاعات و در مرز بین ایران و عراق جای گرفته است (شکل ۴ ت). آمیزه دارای قطعاتی از سنگ‌های الترامافیک است (شکل ۴ ث).

واحدهای وابسته به زمان کرتاسه شامل شیل، ماسه سنگ، آهک، دولومیت و سنگ‌های آتشفشانی هستند که یا دستخوش دگرگونی ضعیفی شده، و یا بخشی از آن در مجاورت با توده‌های نفوذی در اواخر کرتاسه دوباره دگرگون شده‌اند [۸]. برونزد این سنگ‌ها در مسیر جاده پیرانشهر به روستاهای خالدار، سیلوه، و گردکولان مشاهده می‌شوند (شکل ۴ الف). سنگ‌های متادیابازی، دربرگیرنده‌ی مجموعه‌ای درهم از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازی تا متوسط‌اند که به رنگ سبز و در حد رخساره‌ی شیست سبز دگرگون شده‌اند. ترکیب این سنگ‌ها در محدوده اسپیلیت، پیروکسن بازالت و بازالت پورفیری دگرسان شده‌اند [۸]. شیست‌ها در این ناحیه در اثر



شکل ۴ الف) برونزد آهک کرتاسه به همراه شیست در مسیر جاده پیرانشهر به سیلوه، ب) چین‌خوردگی در شیست، پ) فولیاسیون در شیست‌ها، ت) برونزد اصلی سنگ‌های الترامافیک در مرز بین ایران و عراق، ث) قطعات سنگ‌های الترامافیک در داخل آمیزه، ج) تناوب لایه‌های اکسید آهن و کلسیت به همراه سرپانتینیت در آمیزه رنگین، د) کنگلومرای دگرگون شده با قطعات آهک و زمینه کلسیت و اکسید آهن، ه) برونزد سنگ‌های آهکی (پایین) در مجاورت سنگ‌های الترابازیک.

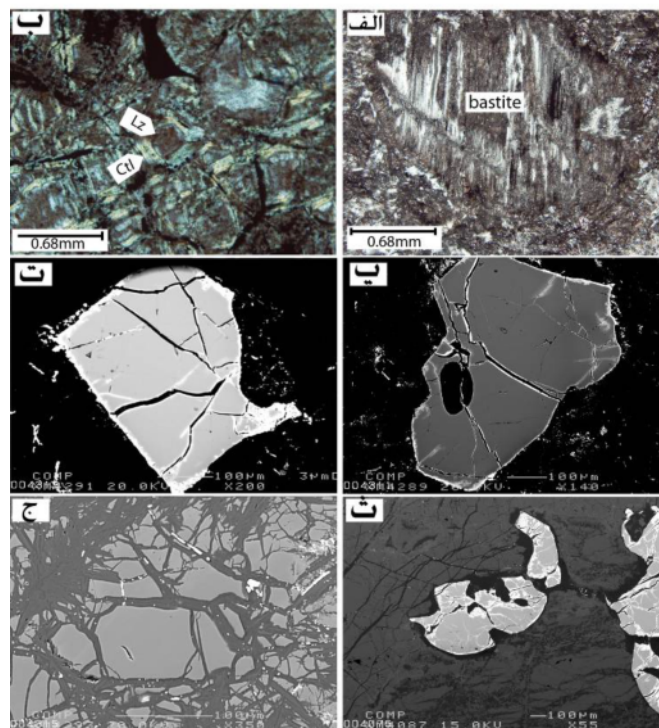
ارتوپیروکسن، به مقدار کم تر کلینوپیروکسن و کروم اسپینل هستند. بر اساس شواهد بافتی سرپانتینی شدن (بافت مش حاصل از الیوین) و بستایت (حاصل از ارتوپیروکسن) و نیز بقایای کانی های ماگمایی الیوین و پیروکسن ترکیب این سنگ ها هارزبورژیت تا دونیت است. این سنگ ها بر حسب درصد سرپانتینی شدن به سه گروه تقسیم می شوند:

گروه اول: سنگ های پریدوتیت با درصد سرپانتینی بین ۲۵٪-۳۵٪: در بررسی های میکروسکوپی، این سنگ ها، دارای بقایایی از کانی های ماگمایی اولیه شامل الیوین (۴۵٪-۵۰٪)، ارتوپیروکسن (۱۰٪-۱۲٪)، کلینوپیروکسن (۴٪-۸٪)، اسپینل (۱٪-۲٪) و کانی های سرپانتین کم تر از ۳۵٪ (کریزوتیل، آنتی گوریت، لیزاردیت)، ترمولیت و کانی های کدر هستند. به نظر می رسد الیوین بیشترین فراوانی را دارد و به ندرت سالم تر است به طوری که بیشتر آنها دگرسان شده و با بافت مش در متن سنگ مشاهده می شود. ارتوپیروکسن در این سنگ ها پس از الیوین بیشترین فراوانی را دارند، که در برخی نمونه ها در حاشیه ی بلور، بافت بستایت را ایجاد کرده به این صورت که در برخی، کانی های کدر به موازات کلیواژ تشکیل شده است (شکل ۵ الف).

لایه های چین خورده ی سرخ رنگ با ترکیب اکسید آهن و کلسیت به همراه سرپانتینیت در منطقه مشاهده می شوند (شکل ۴ ج). در شکل (۴ د) قطعات آهک با اکسید آهن سرخ داخل سنگ آهک میلونیتی و در شکل (۴ ه) برونزد آهک ها در مجاورت سنگ های الترابازیک در بخش های مختلف منطقه قابل رویت اند.

پریدوتیت های سرپانتینی شده و سرپانتینیت اصلی ترین انواع سنگ های الترامافیک منطقه ی مورد بررسی را تشکیل می دهند. سنگ های سرپانتینیت در منطقه ی مورد بررسی دارای تنوع رنگی از قهوه ای تیره تا قهوه ای کم رنگ اند. ساختار سرپانتینیت ها به طور چشمگیری از نوع توده ای بوده است ولی به صورت چین خورده و بریده بریده نیز دیده می شوند. قطعاتی از سرپانتینیت زاویه دار با جور شدگی بد در درون رسوبهای آهکی جوان با بافت کره واری مشاهده می شوند که در نمونه دستی سست بوده و با چکش به آسانی شکسته می شوند.

بررسی های سنگ شناسی انواع پریدوتیت های سوره دال
پریدوتیت های منطقه ی مورد بررسی در درجات مختلف سرپانتینی شده و دارای بقایایی از کانی های ماگمایی الیوین،



شکل ۵ الف) بافت بستایت: سرپانتین همراه با کانی های اپک به موازات کلیواژ پیروکسن (PPL)، ب) بافت شیشه ساعتی و کانی های لیزاردیت و کریزوتیل در پریدوتیت سرپانتینی شده (XPL)، پ، ت، ث) تصاویر SEM از اسپینل های منطقه مورد مطالعه، رنگ نسبتاً روشن در حاشیه و در امتداد شکستگی ها به دلیل تبدیل اسپینل به مگنتیت است، ج) تصویر SEM از بافت مش در الیوین.

های منطقه مورد بررسی است، در این تصاویر اسپینل ها با رنگ نسبتاً روشن در حاشیه و در راستای شکستگی ها به دلیل تبدیل شدن به مگنتیت در پریدوتیت های سرپانتینی شده مشاهده می شود. شکل ۵ چ تصویر SEM از بافت غربالی در الیوین در پریدوتیت های سرپانتینی شده را نشان می دهد.

ترکیب شیمی بقایای کانی های ماگمایی در پریدوتیت های سرپانتینی شده

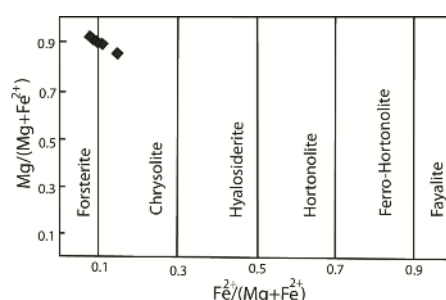
الیوین: فرمول ساختاری الیوین بر اساس ۲ کاتیون به ازای ۴ اتم اکسیژن با فرمول عمومی، $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ محاسبه شده است. ترکیب اعضای نهایی الیوین بین Fo (85.07- 91.55) و Fa (8.31- 14.65) در تغییر است (جدول ۱). مقدار NiO بین (0.18- 0.47) بر حسب درصد وزنی (wt.%) است. مقدار عددی منیزیم $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ نقاط آنالیز شده بین (0.85- 0.92) را نشان می دهد. رسم ترکیب الیوین ها در نمودار Fo-Fa [۹] نشان دهنده این است که ترکیب اکثر نقاط آنالیز شده در گستره ی فورستری قرار دارند (شکل ۶).

گروه دوم: سنگ های پریدوتیت با درصد سرپانتینی بین ۳۵٪- ۵۰٪: درصد سرپانتینی شدن این گروه نسبت به گروه اول بیش تر بوده، و دارای بقایایی از کانی های ماگمایی شامل الیوین (۳۵٪- ۴۵٪)، کلینوپیروکسن (۱۰٪- ۱۵٪)، ارتوپیروکسن (۲٪- ۳٪)، اسپینل (۱٪- ۲٪) و کانی های گروه سرپانتین بیش تر از ۳۵٪ (کریزوتیل، آنتی گوریت، لیزاردیت)، ترمولیت، کلریت با رنگ تداخلی آبی و کانی های کدر هستند.

گروه سوم: سنگ های پریدوتیت با درصد سرپانتینی بین ۸۰٪- ۹۰٪: در بررسی میکروسکوپی این نمونه های سرپانتینی شده، تقریباً آثاری از کانی های ماگمایی اولیه یا مشاهده نمی شوند و یا کم تر مشاهده می شوند. چند ریختی با دما بالای سرپانتین یعنی آنتی گوریت، به مراتب بیش تر از انواع کریزوتیل و لیزاردیت است (شناسایی شده با طیف سنجی رامان). کریزوتیل با تداخل روشن و بافت الیافی از تجزیه ی پیروکسن حاصل شده و یا به صورت ثانویه شکستگی های سنگ را پر کرده است لیزاردیت با خاموشی همگن در هسته با بافت غربالی متفاوت از کریزوتیل با رنگ تداخلی روشن در حاشیه ی بافت غربالی است (شکل ۵ ب). شکل (۵ پ، ت، ث) تصاویر SEM در اسپینل

جدول ۱ ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی الیوین در نمونه های پریدوتیت سوره دال بر اساس ۴ اتم اکسیژن.

	MI19-2-3					MI19-2-6					MI19-2-10	MI19-2-10-4	MI19-2-10-5
NO.	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۸	۱۹	۲۰	۳۰	۳۴	۳۵	
SiO ₂	۴۸.۵۸	۴۱.۵۸	۴۱.۵۳	۴۱.۶۴	۴۱.۴۲	۴۱.۴۰	۴۱.۳۸	۴۱.۵۴	۴۱.۳۱	۴۱.۱۶	۴۰.۶۰	۴۰.۷۰	
TiO ₂	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	
Al ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	
Cr ₂ O ₃	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۵۱	۰.۴۲	۰.۲۰	
FeO	۸.۳۹	۸.۴۹	۸.۶۷	۸.۴۵	۹.۶۸	۸.۵۴	۸.۲۵	۸.۴۸	۸.۲۵	۱۰.۸۴	۱۴.۳۱	۱۴.۱۳	
MnO	۰.۱۸	۰.۱۵	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۲۴	۰.۲۷	۰.۳۱	
MgO	۵۰.۵۱	۵۰.۴۲	۵۱.۰۰	۵۰.۵۳	۴۹.۸۸	۵۰.۴۵	۵۰.۹۹	۵۰.۸۲	۵۰.۶۷	۴۹.۱۸	۴۶.۶۱	۴۶.۵۵	
CaO	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	
NiO	۰.۴۳	۰.۳۹	۰.۴۰	۰.۴۴	۰.۴۲	۰.۳۷	۰.۳۷	۰.۴۱	۰.۴۷	۰.۳۵	۰.۱۸	۰.۲۴	
Total	۱۰۱.۱۶	۱۰۱.۱۱	۱۰۱.۷۴	۱۰۱.۲۱	۱۰۱.۵۸	۱۰۰.۹۴	۱۰۱.۱۴	۱۰۱.۳۷	۱۰۰.۸۹	۱۰۲.۲۸	۱۰۲.۴۰	۱۰۲.۱۷	
Si	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۰.۹۹	۰.۹۹	۱.۰۰	
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	
Al	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	
Fe+2	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۲۰	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۲۲	۰.۲۹	۰.۲۹	
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	
Mg	۱.۸۱	۱.۸۱	۱.۸۲	۱.۸۱	۱.۷۹	۱.۸۲	۱.۸۳	۱.۸۲	۱.۸۲	۱.۷۷	۱.۷۰	۱.۷۰	
Ca	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	
Ni	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	
Total	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	۳.۰۰	
Fo	۹۱.۳۱	۹۱.۲۳	۹۱.۱۹	۹۱.۲۹	۹۰.۰۳	۹۱.۲۱	۹۱.۵۵	۹۱.۳۴	۹۱.۵۱	۸۸.۷۷	۸۵.۰۷	۸۵.۱۷	
Fa	۸.۵۱	۸.۶۲	۸.۷۰	۸.۵۶	۹.۸۰	۸.۶۶	۸.۳۱	۸.۵۵	۸.۳۶	۱۰.۹۸	۱۴.۶۵	۱۴.۵۱	
Tp	۰.۱۸	۰.۱۵	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۲۵	۰.۲۸	۰.۳۲	
Mg#	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۰	۰.۹۱	۰.۹۲	۰.۹۱	۰.۹۲	۰.۸۹	۰.۸۵	۰.۸۵	



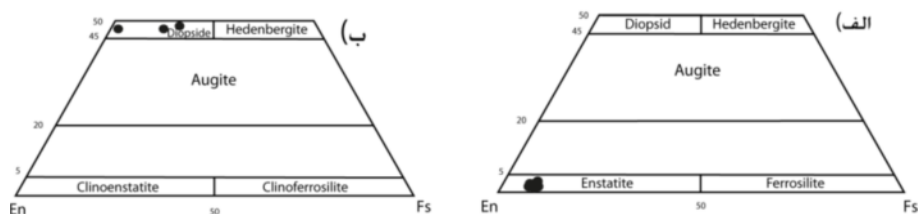
شکل ۶ ترکیب الیوین ها در نمونه های آنالیز شده بر حسب مقادیر کاتیونی [۹].

ارتوپروکسن: فرمول ساختاری ارتوپروکسن ها بر اساس ۴ کاتیون به ازای ۶ اتم اکسیژن با فرمول عمومی، $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}, \text{Na}) (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}) (\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$ محاسبه شده است. ترکیب اعضای نهایی ارتوپروکسن بین En (0.89- 0.92)، Fs (0.07- 0.08)، Wo (0.01- 0.02) در تغییر است. عدد منیزیم

مقادیر $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ این کانی ها ۰/۹۱ - ۰/۹۳ و $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr})$ بین ۰/۵۱ - ۰/۹۲ محاسبه شد (جدول ۲). ترکیب ارتوپروکسن در نمودار En-Wo-Fs [۱۰] نشان می دهد که تمامی نقاط آنالیز شده در گستره ی انستاتیت واقع شده اند (شکل ۷ الف).

جدول ۲ ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی ارتوپروکسن در نمونه های پریدوتیت سوره دال بر اساس ۶ اتم اکسیژن.

	MI19-2-1		MI19-2-4	MI19-2-5	MI19-2-7	MI19-2-2-
NO.	۷	۸	۱۶	۱۷	۲۱	۴۶
SiO ₂	۵۷/۷۹	۵۷/۲۳	۵۷/۶۳	۵۷/۶۲	۵۷/۷۰	۵۷/۱۶
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴
Al ₂ O ₃	۱/۲۰	۱/۱۳	۱/۲۱	۱/۱۷	۱/۱۴	۱/۱۸
Cr ₂ O ₃	۰/۴۳	۰/۴۷	۰/۵۱	۰/۴۲	۰/۵۰	۰/۴۹
FeO	۵/۸۸	۵/۳۳	۵/۵۲	۵/۷۱	۵/۴۰	۵/۶۶
MnO	۰/۰۸	۰/۲۰	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۴
MgO	۳۵/۱۸	۳۴/۹۶	۳۴/۸۳	۳۴/۹۴	۳۴/۴۸	۳۵/۰۵
CaO	۰/۷۶	۰/۸۰	۰/۷۸	۰/۹۶	۱/۲۳	۰/۸۸
Na ₂ O	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲
NiO	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۰
Total	۱۰۱/۴۳	۱۰۰/۱۹	۱۰۰/۷۶	۱۰۰/۹۸	۱۰۰/۷۰	۱۰۰/۷۰
Si	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۵
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
Cr	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe+3	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۳
Fe+2	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۳
Mn	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۱/۷۸	۱/۷۹	۱/۷۷	۱/۷۸	۱/۷۶	۱/۷۸
Ca	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
En	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۹۲
Fs	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۷
Wo	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Jd	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ac	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg(Mg+Fe ²⁺)	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۳
Fe ²⁺ /(Fetot)	۰/۸۷	۰/۹۰	۱/۰۱	۰/۹۱	۱/۰۶	۰/۷۹
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	۰/۶۰	۰/۶۲	۰/۸۰	۰/۶۴	۰/۹۲	۰/۵۱



شکل ۷ الف) ترکیب ارتوپایروکسن و ب) ترکیب کلینوپایروکسن های نمونه های پریدوتیت های سرپانتینی شده در نمودار En-Wo-Fs [۱۰].

تغییر می کند. مقدار درصد وزنی $Cr_2O_3 = 0.60 - 0.2$ است (جدول ۳). ترکیب کلینوپایروکسن در نمودار En-Wo-Fs [۱۰] نشان می دهد که بیشتر نقاط آنالیز شده در گستره دیوپسید قرار دارند (شکل ۷ ب).

کلینوپایروکسن: فرمول ساختاری کلینوپایروکسن بر اساس ۴ کاتیون به ازای ۶ اتم اکسیژن با فرمول عمومی، $(Mg, Fe^{2+}, (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al) (Si, Al)_2O_6$ محاسبه شد. عدد منیزیم کلینوپایروکسن $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ بین $0.57 - 0.96$ و مقادیر $Al/(Al+Fe^{3+}+Cr)$ بین $0.2 - 0.57$

جدول ۳ ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی کلینوپایروکسن در پریدوتیت های سوره دال بر اساس ۶ اتم اکسیژن.

MI19-2-2-f			
NO.	۴۳	۴۴	۴۵
SiO ₂	۵۲.۹۷	۵۴.۴۱	۵۱.۲۵
TiO ₂	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲
Al ₂ O ₃	۰.۰۲	۱.۱۶	۰.۶۷
Cr ₂ O ₃	۰.۰۲	۰.۶۰	۰.۳۸
FeO	۱۰.۸۶	۱.۹۷	۱۰.۳۳
MnO	۰.۹۱	۰.۰۹	۰.۸۰
MgO	۱۱.۴۵	۱۸.۰۷	۱۲.۹۸
CaO	۲۴.۴۵	۲۴.۳۶	۲۲.۰۸
Na ₂ O	۰.۱۶	۰.۰۴	۰.۲۷
K ₂ O	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۲
NiO	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۸
Total	۱۰۰.۹۲	۱۰۰.۷۵	۹۸.۸۷
Si	۱.۹۹	۱.۹۶	۱.۹۵
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۳
Cr	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱
Fe+3	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۸
Fe+2	۰.۳۱	۰.۰۴	۰.۲۴
Mn	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۳
Mg	۰.۶۴	۰.۹۷	۰.۷۴
Ca	۰.۹۸	۰.۹۴	۰.۹۰
Na	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۲
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ni	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Total	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰
En	۰.۳۳	۰.۵۰	۰.۳۹
Fs	۰.۱۶	۰.۰۲	۰.۱۳
Wo	۰.۵۱	۰.۴۸	۰.۴۸
Jd	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ac	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱
Mg(Mg+Fe2+)	۰.۶۷	۰.۹۶	۰.۷۵
Fe2+(Fetot)	۰.۹۱	۰.۶۵	۰.۷۴
Al(Al+Fe3++Cr)	۰.۰۲	۰.۵۷	۰.۲۴

می توانند در هر دو زون backarc basins و forearc basins شکل بگیرند [۱۴].

بر اساس ترکیب اسپینل های تجزیه شده، نمونه های مورد بررسی در گستره ی پریدوتیت های باقیمانده/افیولیت واقع شده (شکل ۸ الف) و ویژگی های گوشته ای را نشان می دهند (شکل ۸ ب). بر اساس نمودار Cr# اسپینل نسبت به Mg# الیون، نمونه های مورد بررسی در گستره ی SSZ پریدوتیت قرار می گیرند (شکل ۸ ج).

Cr# شاخص خوبی برای بررسی درجه ی ذوب بخشی اسپینل پریدوتیت های گوشته ای است. Cr# بالا در اسپینل نشانگر این است که پریدوتیت ها بیش تر تهی شده اند [۱۱، ۱۲]. در نمونه های مورد بررسی نسبت Cr/Cr+Al در اسپینل بین ۰/۵۹-۰/۶۹ است.

در نمودار Cr# نسبت به Mg# اسپینل دارای گستره های مختلفی است که نمونه های مورد بررسی در گستره ی SSZ پریدوتیت رسم می شوند (شکل ۹ الف). رسم مقدار TiO₂ نسبت به Cr# اسپینل نیز برای تمیز دادن پریدوتیت های Abyssal از پریدوتیت های Forearc به کار می رود (شکل ۹ ب). در این نمودار نیز محیطی که برای اسپینل پریدوتیت های سوره دال مشخص می شود محیط Forearc است.

- اسپینل: فرمول ساختاری اسپینل ها بر اساس ۳ کاتیون به ازای ۴ اتم اکسیژن محاسبه شد. ترکیب اسپینل نمونه های مورد بررسی بر اساس اعضای نهایی اسپینل بین -0.04 Mag (0.51- 0.58) و Chr (0.62- 0.66) قرار دارد. عدد منیزیم (Mg#) بین ۰/۵۲-۰/۶۳ و عدد کروم Cr/(Cr+Al) اسپینل پریدوتیت های سوره دال در حدود ۰/۵۹-۰/۶۹ است. مقادیر Al₂O₃ بین ۱۵/۴۲-۲۱/۹۹ و Cr₂O₃ بین ۴۶/۴۴-۵۲/۲۰ درصد وزنی است (جدول ۴). اسپینل غنی از کروم و فقیر از آلومینیم را [۱۱] به عنوان تفاله و ته مانده (Residue) فرآیندهای ذوب بخشی گوشته، در شرایط ذوب بالا و یا به عنوان محصول تبلور بخشی در نظر گرفته اند.

محیط زمین ساختی تشکیل سنگ های مورد بررسی

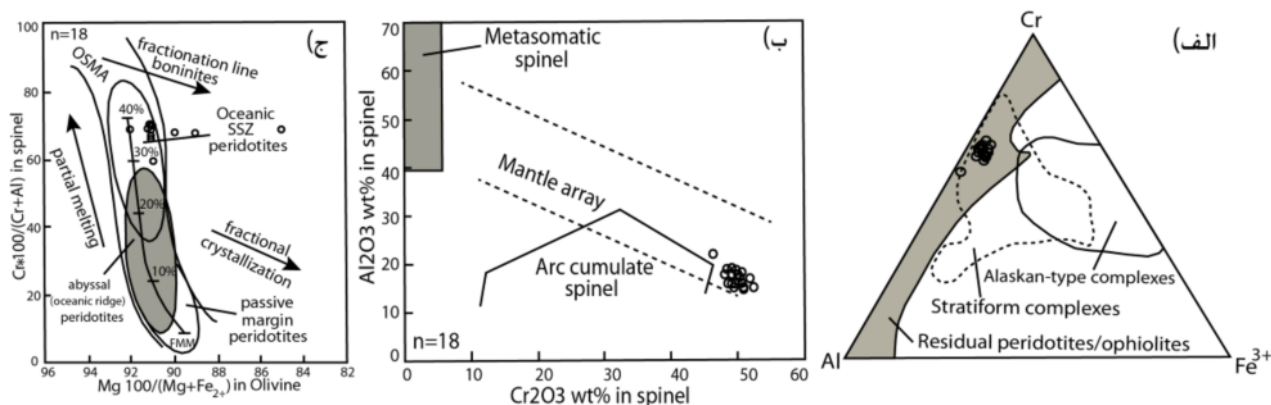
اسپینل از جمله فازهای تشکیل دهنده پریدوتیت های گوشته ایست که مقاومت بیش تری در برابر دگرسانی نشان می دهد [۱۲]. ترکیب شیمیایی اسپینل می تواند برای تمایز جایگاه زمین ساختی جهانی پریدوتیت های گوشته ای مفید باشد. با توجه به موقعیت زمین ساختی، افیولیت ها در محیط های زمین ساختی متنوع از جمله در دو محیط MOR و ابر فرورانشی زون (SSZ) تشکیل می شوند [۱۳، ۱۴].

جدول ۴ ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی اسپینل در نمونه های پریدوتیت سوره دال بر اساس ۴ اتم اکسیژن.

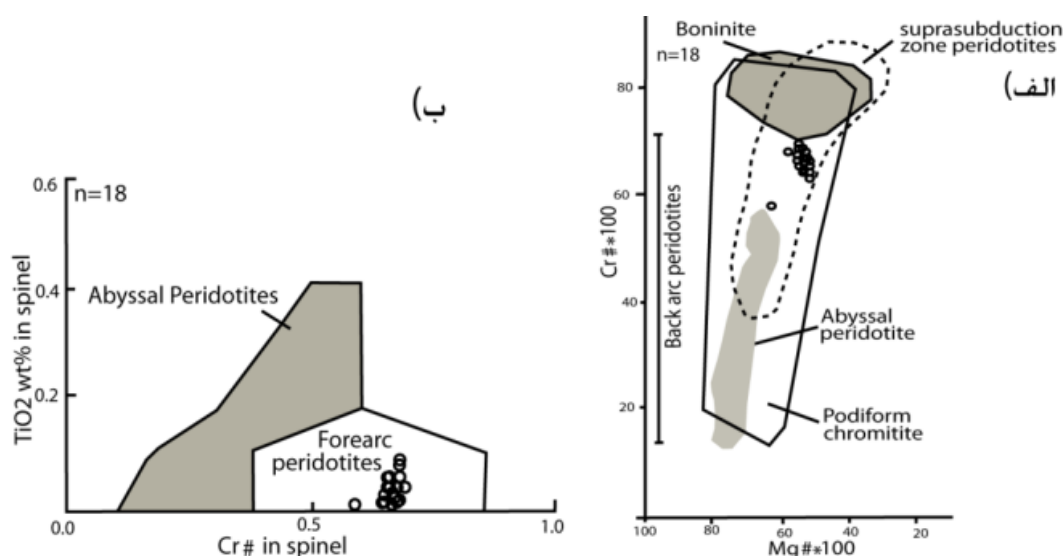
	MI19-2-2	MI19-2-7	MI19-2-8		MI19-2-8-2-1	MI19-2-8-2-2	MI19-2-8-2-3	MI19-2-8-2-4	MI19-2-10-1
NO.	۹	۲۳	۲۴	۲۵	۲۶	۲۷	۲۸	۲۹	۳۱
TiO ₂	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۴
Al ₂ O ₃	۱۵/۴۲	۱۶/۳۰	۱۶/۵۶	۱۶/۹۲	۱۷/۲۲	۲۱/۹۹	۱۵/۹۸	۱۵/۷۷	۱۶/۴۸
Cr ₂ O ₃	۵۲/۲۰	۴۹/۹۳	۴۹/۷۵	۴۹/۹۶	۵۰/۸۵	۴۶/۴۴	۵۰/۸۷	۵۱/۲۶	۵۱/۶۹
FeO	۱۹/۰۹	۲۰/۰۹	۲۰/۹۸	۲۱/۰۶	۲۰/۳۹	۱۵/۹۴	۲۰/۲۵	۱۹/۷۰	۲۰/۳۸
MnO	۰/۳۲	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۳۸	۰/۲۸	۰/۳۴
NiO	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۸
MgO	۱۲/۱۳	۱۱/۱۳	۱۱/۲۶	۱۰/۶۹	۱۱/۵۵	۱۳/۴۹	۱۱/۱۲	۱۱/۲۱	۱۱/۲۶
ZnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۹۹/۳۲	۹۷/۹۱	۹۸/۹۱	۹۹/۰۹	۱۰۰/۴۱	۹۸/۲۰	۹۸/۷۰	۹۸/۳۲	۱۰۰/۲۷
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۸۱	۰/۶۱	۰/۶۰	۰/۶۲
Cr	۱/۳۲	۱/۲۸	۱/۲۶	۱/۲۷	۱/۲۷	۱/۱۴	۱/۳۰	۱/۳۱	۱/۳۰
Fe+3	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸
Fe+2	۰/۴۱	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۳۷	۰/۴۶	۰/۴۵	۰/۴۶
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۵۸	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۵۴	۰/۶۳	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۵۳
Zn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
Mg#	۰/۵۸	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۶۳	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۴
Cr#	۰/۶۹	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۵۹	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۶۸

ادامه جدول ۴

	MI19-2-10-2	MI19-2-10-3	MI19-2-10-6	MI19-2-10-7	MI19-2-10-8	MI19-2-10-9	MI19-2-10-10	MI19-2-10-11	MI19-2-10-12
NO.	۳۲	۳۳	۳۶	۳۷	۳۸	۳۹	۴۰	۴۱	۴۲
TiO ₂	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴
Al ₂ O ₃	۱۶٫۹۱	۱۵٫۹۹	۱۵٫۷۲	۱۶٫۸۳	۱۷٫۹۰	۱۷٫۳۷	۱۶٫۲۱	۱۶٫۶۲	۱۷٫۲۳
Cr ₂ O ₃	۵۰٫۲۹	۵۱٫۲۶	۵۰٫۵۷	۴۹٫۷۶	۴۸٫۵۹	۴۹٫۴۹	۵۰٫۶۲	۴۹٫۹۶	۴۸٫۸۱
FeO	۲۰٫۵۶	۲۰٫۲۹	۲۰٫۴۰	۲۱٫۰۶	۲۰٫۹۴	۲۰٫۷۴	۲۱٫۰۳	۲۱٫۲۴	۲۱٫۶۶
MnO	۰٫۳۴	۰٫۳۷	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۳۷	۰٫۳۶	۰٫۳۲
NiO	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵
MgO	۱۱٫۲۰	۱۱٫۲۷	۱۱٫۳۶	۱۱٫۰۲	۱۰٫۷۰	۱۱٫۱۲	۱۰٫۹۲	۱۰٫۹۶	۱۱٫۰۱
ZnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۹٫۴۰	۹۹٫۳۱	۹۸٫۴۴	۹۹٫۰۲	۹۸٫۵۴	۹۹٫۰۸	۹۹٫۲۶	۹۹٫۲۳	۹۹٫۱۲
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۶۴	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۶۴	۰٫۶۸	۰٫۶۵	۰٫۶۱	۰٫۶۳	۰٫۶۵
Cr	۱٫۲۷	۱٫۳۰	۱٫۲۹	۱٫۲۶	۱٫۲۳	۱٫۲۵	۱٫۲۹	۱٫۲۷	۱٫۲۳
Fe+3	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۱
Fe+2	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۴۸	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۴۷	۰٫۴۷
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ni	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۵۳	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۵۳	۰٫۵۱	۰٫۵۳	۰٫۵۲	۰٫۵۲	۰٫۵۳
Zn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰
Mg#	۰٫۵۴	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۵۳	۰٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۵۳	۰٫۵۳	۰٫۵۳
Cr#	۰٫۶۷	۰٫۶۸	۰٫۶۸	۰٫۶۶	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۶۸	۰٫۶۷	۰٫۶۶



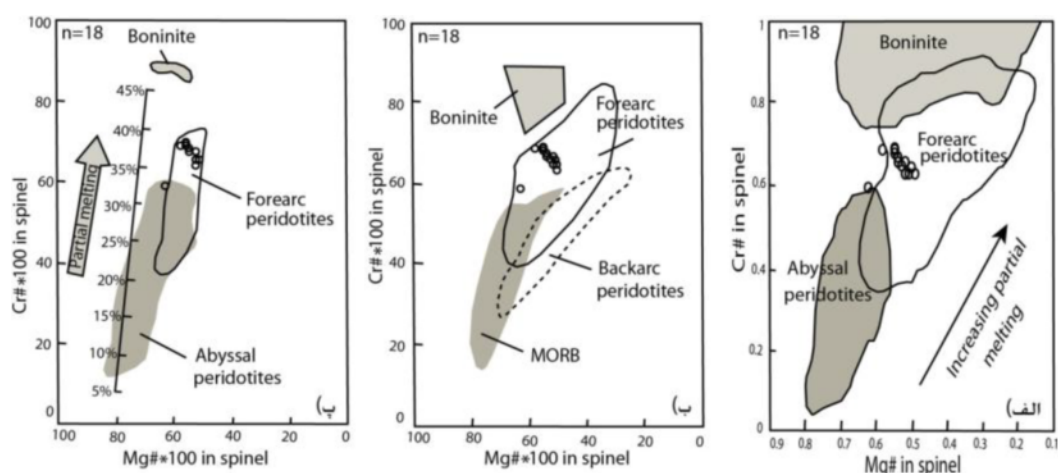
شکل ۸ الف) نمودار مثلثی $Al-Cr-Fe^{3+}$ در اسپینل پریدوتیت‌های سوره دال، محدوده کرومیتیت از [۱۵] و بقیه محدوده‌ها از [۱۶] است. ب) نمودار Cr_2O_3 wt% در مقابل Al_2O_3 wt% در اسپینل [۱۷]، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده شاخص گوشته‌ای واقع می‌شوند ج) $Cr\#$ اسپینل در مقابل $Mg\#$ الیون در پریدوتیت‌های سوره دال، نمونه‌ها در محدوده SSZ رسم شده‌اند. محدوده‌های abyssal peridotites, oceanic SSZ, passive margin peridotites ridg, oceanic SSZ, Fractionation line boninites و OSMAs از [۱۸، ۱۱]، هم‌چنین محدوده [۱۹، ۱۲] می‌باشند.



شکل ۹ الف) نمودار Cr# در مقابل Mg# در اسپینل های مطالعه شده، محدوده Podiform از [۲۱،۲۰]، محدوده بونینیت از [۲۲]، آبیسال پریدوتیت [۱۱]، پشت قوس [۲۳] و SSZ پریدوتیت [۲۴]. ب) رسم ترکیب اسپینل پریدوتیت های سوره دال در نمودار TiO_2 در برابر Cr# اسپینل، محدوده Abyssal peridotites از [۱۶،۱۱] و محدوده Forearc peridotites از [۲۵-۲۸] می باشد.

مورد بررسی در گستره ی Forearc تشکیل شده اند. نمودار شکل پ نشان دهنده ی محیط Forearc برای پریدوتیت های سوره دال است که در شکل درجه های ذوب بخشی مختلف نیز با توجه به مقدار منیزیم و کروم اسپینل [۲۹] نشان داده شده اند. این نمودار نشان می دهد که درجه ی ذوب بخشی پریدوتیت های مورد بررسی بیش تر از ۳۵٪ بوده است.

نسبت Cr# و Mg# اسپینل شاخص خوبی برای تعیین محیط زمین ساختی پریدوتیت هاست. این نسبت که به صورت نمودارهای مختلفی ارائه می شود. برای بررسی بهتر پریدوتیت های سوره دال سعی شده است تا از انواع مختلف این نمودارها استفاده شود (شکل ۱۰). در نمودار شکل الف بیشتر نمونه ها در گستره ی Forearc peridotites قرار می گیرند. نمودار شکل ۱۰ ب نیز نشان دهنده ی این است که پریدوتیت های منطقه ی



شکل ۱۰ نمودار Cr# در برابر Mg# برای پریدوتیت های سوره دال، الف) محدوده های Abyssal peridotites از [۱۲،۱۱]، Fore arc peridotite از [۲۸،۲۶] و Boninite از [۳۱،۳۰]. ب) نشان دهنده تشکیل پریدوتیت های سوره دال در جلوی قوس Fore arc می باشد، محدوده های تکتونیکی اضافه شده از [۳۲] هستند. پ) درجات ذوب بخشی مختلف مشخص شده، از [۲۹] بوده و محدوده های تکتونیکی اضافه شده از [۳۳] می باشد.

برداشت

با توجه به بررسی‌های سنگ نگاری صورت گرفته روی پریدوتیت‌های سوره دال، درصد سرپانتینی شدن در آن‌ها متفاوت است. با توجه به مقادیر مودی کانی‌های اولیه در سرپانتینیت‌ها و نیز بافت، شیشه ساعتی و بستایت پروتولیت این سنگ‌ها هارزبورژیت تا دونیت است. بر اساس نتایج ژئوشیمی کانیها، ویژگی‌های گوشته‌ای و اقیانوسی برای این نوع پریدوتیت‌ها اثبات شده است و این پریدوتیت‌ها در یک منطقه‌ی فروراشی (SSZ) در جلوی قوس (forearc) تشکیل شده‌اند. بر این اساس افیولیت سوره دال همسانی نزدیکی را با افیولیت‌های کرمانشاه، [۳۴]، Mawat و Penjwin، عراق [۳۵] نشان می‌دهند.

قدردانی

کارهای صحرایی و بررسی‌های سنگ نگاری با حمایت دانشگاه تبریز صورت گرفته است. از دکتر محسن مؤذن به خاطر راهنمایی‌های علمی و دکتر تومواکی موریشیتا از دانشگاه کانازاواوی ژاپن برای فراهم کردن امکانات تجزیه ریزپردازشی تشکر می‌کنیم. آقای یوسف وصالی در کارهای صحرایی و آقای عمرانی راننده بسیار خوبی که در جاده‌های ناهموار مرتفع و پر پیچ و خم مرز ایران و عراق بودند. از ایشان و از اهالی شریف، خونگرم و مهمان نواز روستاهای ماشکان، زیوکه و گردکولان بسیار متشکریم. مولفین همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران سپاسگزاری می‌کنند.

مراجع

- [1] Windley B.F., "The evolving continents". Wiley, New York. (1984) 385pp.
- [2] Şengör A.M.C., Yilmaz Y., "Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach". Tectonophysics 75 (1981) 181-241.
- [3] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M. R. "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran".

Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

[4] Stöcklin J. "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia" Societe Geol. France, Mdm. h. sdr, 8 (1977) 333-353.

[5] Golonka J., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic" Tectonophysics, 381 (2004) 235-273.

[6] Gilg H.A., Boni M., Balassone G., Allen C.R., Banks D., Moore F., "Marble hosted sulfide ores in the Angouran Zn- (Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex" Mineralium Deposita 41 (2006) 1-16.

[۷] افتخارنژاد ج.، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی" نشریه انجمن نفت، ۸۲ (۱۳۵۹) ۲۸-۱۹.

[۸] خدابنده ع. ا.، سلطانی غ.، آقاباتی ع.، انوری ا.، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نقشه" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳).

[9] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock Forming Minerals", Second ed. Longman Scientific and Technical (1992) 696.

[10] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Sefert F., A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine 52 (1988) 535-550.

[11] Dick H.J.B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpin-type peridotites and spatially associated lavas", Contribution to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 54-76.

[12] Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel composition. Relationships: review and interpretation" Chemical Geology 113 (1994a) 191-204.

[13] Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S., "Characteristics and Tectonic Significance of Supra-Subduction Zone Ophiolites", Special

- ophiolite (eastern Indonesia)*", *Geology* 23 (1995) 851-854.
- [24] Choi S.H., Shervais J.W., Mukasa S.B., "Suprasubduction and abyssal mantle peridotites of the coast range ophiolite, California", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156 (2008) 551-576.
- [25] Bloomer S.H., Hawkins J.W., "Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: an island arc ophiolite. In: Hayes, D.E. (Ed.), *The Tectonics and Geologic Evolution of Southeast Asian Sea and Islands: Part II*, AGU Geophysical Monograph", American Geophysical Union 23 (1983) 294-317.
- [26] Ishii T., Robinson P.T., Maekwa H., Fisker R., "Petrological studies of diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc" (1992).
- [27] Bloomer S.H., Fisher R.L., "Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga trench- a non- accreting plate boundary", *Journal of Geology* 95 (1987) 469-495.
- [28] Parkinson I.J., Pearce J.A., "Peridotites from the Izu- Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt- mantle interaction in a supra- subduction zone setting", *Journal of Petrology* 39 (1998) 1577-1618.
- [29] Hirose K., Kawamoto, T., "Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa; the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas", *Earth and Planetary Sciences Letters* 133 (1995) 463-473.
- [30] Van der Laan S.R., Arculus R. J., Pearce J.A., Murton B.J., "Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin forearc. In: fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (eds)" *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Result, 12*". College Station, Tx: Ocean Drilling Program (1992) 171-201.
- [31] Sobolev A.V., Danyushersky L.V., "Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca Publications, Geological Society, London 16 (1984) 77-89.
- [14] Shervais J. W., "Birth, death, and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2 (2001) 2000GC000080.
- [15] Proenza J.A., Zaccarini F., Lewis J.F., Longo F., Garvit G., "Chromian spinel composition and the platinum-groupminerals of the PGE-rich Lomapeyvera chromitites, Lomacaribe peridotite, Dominican Republic" *Canadian Mineralogist* 45 (2007) 631-648.
- [16] Jan M.Q., Windley B.F., "Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex Northwestern Pakistan", *Journal of Petrology* 37 (1990) 667-715.
- [17] Conrad W.K., Kay R.W., "Ultramafic and mafic inclusions from Adak island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc", *Journal of Petrology* 25 (1984) 88-125.
- [18] Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T., "Geochemistry and tectonic significance of Peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139 (2000) 36-53.
- [19] Arai S., "Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites", *Volcanology and Geothermal Research* 59 (1994b) 279-293.
- [20] Irvin T.N., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part 2. Petrologic applications". *Canadian Journal of Earth Science* 4 (1967) 71-103.
- [21] Leblanc M., Nicolas A., "Les chromitites ophiolitiques", *Chron. Rech. Minière* 507 (1992) 3-25.
- [22] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", *Mineralogical Magazine* 56 (1992) 173-184.
- [23] Monnie C., Girardeau J., Maury R., Cotton, J., "Back- arc basin origin for the East Sulawesi

- [34] Allahyari Kh., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi, F., , " *Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran*". *Ophioliti*, 35 (2) (2010) 71-90.
- [35] Shafai Moghadam H, Stern R.J., "Late Cretaceous forearc ophiolites of Iran. *Island Arc*", 20 (2010) 1-4.
- boninite magmas*", *Journal of Petrology* 35 (1994) 1183-1211.
- [32] Stern R.J., Johnson P.R., Kröner A., Yibas B., "Neoproterozoic ophiolites of the Arabian-Nubian Shield. In: Kusky, T.M. (Ed.), *Precambrian Ophiolites and Related Rocks. In: Developments in Precambrian*" *Geology* 13 (2004)95-128.
- [33] Pagé P., Bédard J.H., Schroetter J.M., Tremblay A., "Mantle Petrology and Mineralogy of the Thetford Minos Ophiolite Complex", *Lithos* 100 (2008) 255-292.