



بررسی شیمی اسپینل و الیوین و تعیین محیط زمین ساختی پریدوتیت‌های افیولیت شمال غرب پیرانشهر، شمال غرب ایران

مریم یزدانی^{*۱}، احمد جهانگیری^۱، محسن مؤذن^۱، باب حاجی‌علی‌اوغلی^۱، معصومه آهنگری^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲- گروه معدن، مرکز آموزش عالی شهید باکری، دانشگاه ارومیه

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

(دریافت مقاله: ۹۲/۳/۲۸، نسخه نهایی: ۹۲/۷/۲۱)

چکیده: بررسی شیمی کانی‌های اسپینل و الیوین موجود در سنگ‌های پریدوتیتی افیولیت شمال غرب پیرانشهر، حاکی از وجود دو نوع پریدوتیت در این منطقه است. رده‌بندی این پریدوتیت‌ها بر اساس شیمی اسپینل‌های موجود در ترکیب این سنگ‌هاست. میانگین عدد کروم $(Cr\#[(100*Cr/(Cr+Al))])$ و عدد منیزیم $(Mg\#[(100*Mg/(Mg+Fe))])$ در دونیت‌ها برابرند با ۰/۶۳ و ۰/۵۱. این اعداد در هارزبورژیت به ترتیب برابر با ۰/۳۳ و ۰/۶۷ و در سرپانتینی تعداد کروم برابر با ۰/۴۵ و عدد منیزیم برابر ۰/۵۵ می‌باشد. نسبت کروم به آلومینیوم (Cr/Al) کانی اسپینل، در دونیت‌ها، برابر با ۱/۶ است. ولی این نسبت در هارزبورژیت‌ها و سرپانتینیت‌ها به ترتیب برابرند با ۰/۴۹ و ۰/۸۱ است. استفاده از شیمی کانی‌های الیوین و اسپینل، نشانگر تشکیل پریدوتیت‌های پیرانشهر (به سن کرتاسه بالایی) در دو محیط زمین ساختی مختلف‌اند. نمودارهای جدا کننده‌ی محیط زمین ساختی برای دونیت‌ها محیط ابرفرورانشی از نوع پیش قوس و برای هارزبورژیت‌ها و سرپانتینیت‌ها، ویژگی‌های پریدوتیت‌های آبیسال را از خود نشان می‌دهند. وجود این دو نوع پریدوتیت با موقعیت زمین ساختی مختلف در منطقه‌ی پیرانشهر قابل مقایسه با پریدوتیت‌های افیولیت عمان در ادامه‌ی جنوب شرقی کمربند افیولیتی زاگرس- عمان هستند.

واژه‌های کلیدی: کمربند افیولیتی زاگرس- عمان؛ افیولیت پیرانشهر؛ پریدوتیت ابرفرورانشی؛ پریدوتیت آبیسال؛ کروم اسپینل.

مقدمه

این کمربند افیولیت‌ها دو زنجیره افیولیتی کامل (مثل افیولیت عمان) و اجزای افیولیتی در هم آمیخته (مثل افیولیت‌های شمال غرب ایران) دیده می‌شوند. دنباله‌ی گوشته‌ای و دنباله‌ی پوسته‌ای در اکثر این مجموعه‌های افیولیتی حفظ شده است. دنباله‌ی گوشته‌ای عبارتند از هارزبورژیت‌های زمین ساختی شده، کومولاهای مافیک و الترامافیک، عدسی گابروبی همسانگرد، و دایک‌های ناپیوسته داخل هارزبورژیت عبارتند از دنباله‌ی پوسته‌ای شامل گابروها (غالباً در کمربند افیولیتی داخلی)، مجموعه دایک‌های ورقه‌ای، گدازه‌های بالشی و سنگ-های اسیدی. هارزبورژیت‌های گوشته‌ای و گدازه‌های کمربند

بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد قاره- قاره در طول رشته کوه‌های آلپ- هیمالیا، منجر به تشکیل کمربند بزرگ کوهزایی آلپ- هیمالیا شده است. شواهد این برخورد در کمربند افیولیتی زاگرس- عمان نیز قابل مشاهده می‌باشد [۱]. کمربند افیولیتی زاگرس- عمان از شرق ترکیه شروع شده و با عبور از شمال عراق، شمال غرب تا جنوب شرق ایران، تنگه هرمز تا شمال عمان ادامه دارد. این کمربند حاصل همگرایی اقیانوس نئوتتیس بین دو صفحه اوراسیا و صفحه عربی است. نرخ همگرایی این دو صفحه ۲۰ میلی متر در سال می‌باشد [۲]. در

(نقاط داغ اقیانوسی) بالاترین مقدار، برای قوس (گوه گوشته‌ای) کمترین و پشته میان اقیانوسی متوسط است [۹،۸]. عدد کروم $Cr\#[(100*Cr)/(Cr+Al)]$ به نرخ ذوب بخشی وابسته است ولی عدد کروم همپوشی وسیعی بین محیط‌های مختلف زمین ساختی دارد [۱۰]. عدد منیزیم $Mg\#[(100*Mg)/(Mg + Fe)]$ در کروم اسپینل و سیلیکات‌های همراه تحت تاثیر تعادل دوباره فرایندهای تبلور نهایی ماگما قرار می‌گیرد [۱۱]. بنابراین نمودارهای عدد کروم در برابر عدد منیزیم اسپینل به تنهایی حاوی اطلاعات صحیحی نیستند. در این مقاله بررسی سنگ نگاری و کانی‌شناسی نمونه‌های پریدوتیتی و پریدوتیت-های سرپانتینی شده با استفاده از داده‌های ریز پردازش اسپینل و الیون به‌همراه نمودارهای بررسی موقعیت زمین ساختی و فرایندهای ماگمایی عمیق تشکیل دنباله‌ی افیولیتی پیرانشهر استفاده شده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

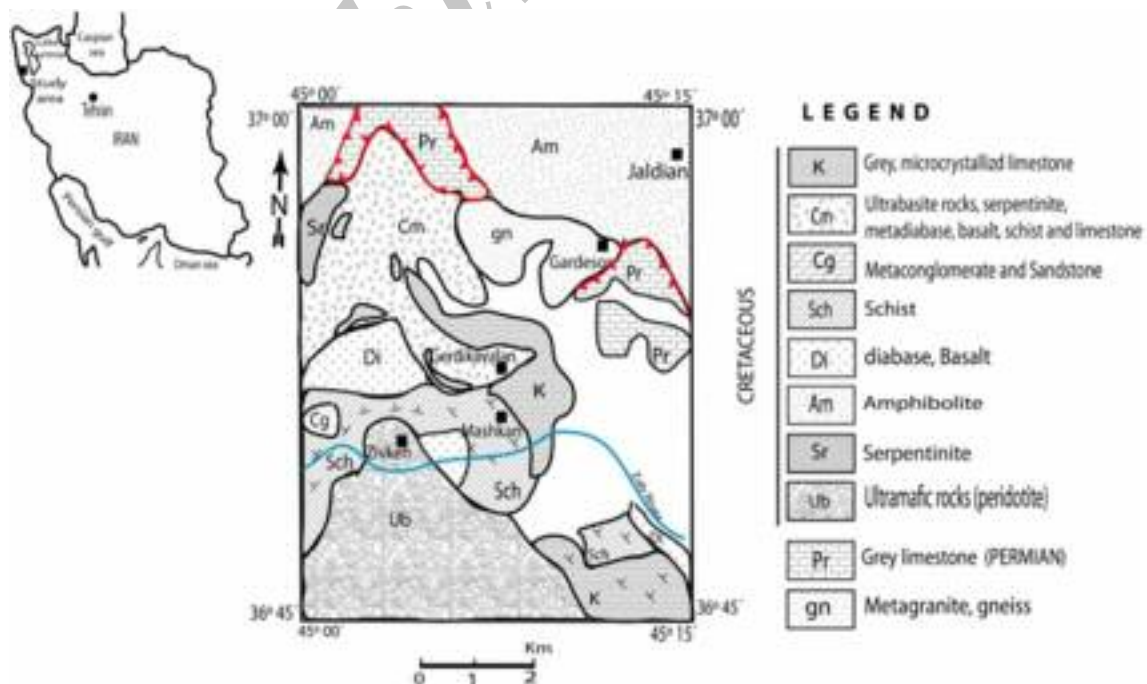
منطقه‌ی مورد بررسی در شمال‌غرب شهرستان پیرانشهر استان آذربایجان غربی واقع شده است. مجموعه سنگ‌های افیولیتی از شمال‌غرب پیرانشهر شروع و تا فراتر از مرز ایران تا شمال‌شرق اربیل در عراق گسترده شده است که شامل عرض جغرافیایی $36^{\circ} 41' 24''$ تا $36^{\circ} 51' 18''$ شمالی و طول جغرافیایی $48^{\circ} 43'$ تا $45^{\circ} 05' 24''$ شرقی است. بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری سنگ‌ها، به دلیل محدودیت امنیتی در مرز بین ایران و عراق، محدود به عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 46' 12''$ تا $36^{\circ} 51' 18''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $45^{\circ} 00' 36''$ تا $45^{\circ} 05' 24''$ شرقی است. مجموعه‌ی افیولیتی شمال‌غرب پیرانشهر به شدت در هم آمیخته بوده به‌طوری که امکان جدا کردن واحدهای مختلف در آن وجود ندارد. از نظر سنگ‌شناسی این مجموعه شامل سنگ‌های الترامافیک، توده‌های آذرین بازی، سنگ‌های دگرگون و رسوب‌های مناطق عمیق است. مجموعه سنگ‌های الترامافیک، فراوان‌ترین واحد افیولیتی بوده و شامل سرپانتینیت، هارزبورژیت، ولیت، لرزولیت، دونیت و پیروکسنیت (غالباً کلینوپیروکسنیت) است که در آن‌ها درجات متفاوتی از بافت برگواریگی میلونیتی و بافت کاتاکلاستی قابل مشاهده‌اند. بر اساس بررسی‌های صحرایی دو گروه مهم پریدوتیت در منطقه پیرانشهر قابل شناسایی هستند. (۱)

افیولیتی زاگرس- عمان دارای مشخصات منطقه ابرفرورانشی هستند. این ویژگی از محتوای پایین اکسیدهای آلومینیوم و کلسیم در سنگ کل، ترکیب ارتوپیروکسن و اسپینل‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای، فراوانی سنگ‌های اسیدی و ویژگی عناصر کمیاب گدازه‌ها به دست آمده است. افیولیت‌های زاگرس و سایر افیولیت‌های کرتاسه بالایی نئوتیس در جنوب غرب آسیا از نظر سنی، سنگ‌شناسی، اجزا و تکامل شیمیایی به طور گسترده‌ای مشابه یکدیگرند. تقریباً همه‌ی افیولیت‌های زاگرس به خصوص هارزبورژیت‌های گوشته‌ای و تولیت‌های قوس، نزدیکی زیادی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط ابرفرورانشی نشان می‌دهند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های بالشی شباهت زیادی به پشته‌ی میان اقیانوسی دارند [۳].

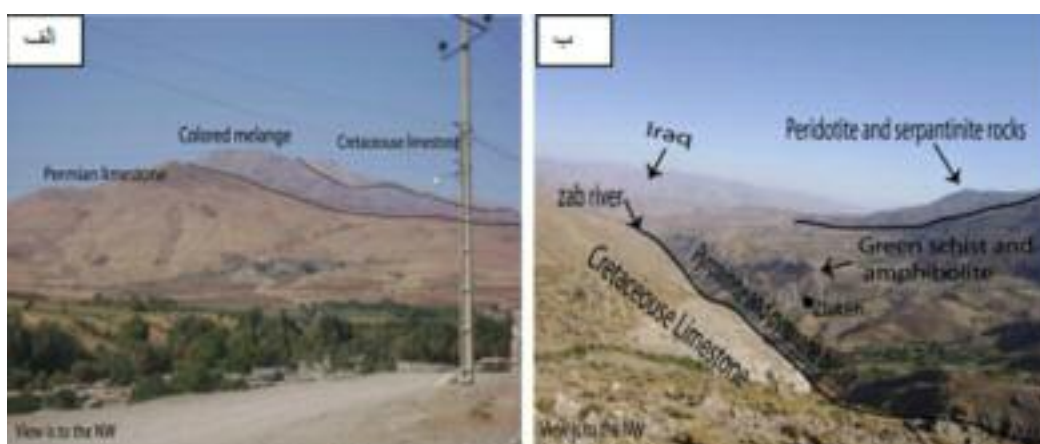
بخش الترامافیک افیولیت، به پریدوتیت‌های گوشته زیر پوسته اقیانوسی وابسته‌اند و این پریدوتیت‌ها باقیمانده‌ی ذوب بخشی سنگ‌های گوشته تصور می‌شوند و خود منبع مهم اطلاعات ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی گوشته‌ی بالایی هستند. کانی فرعی اسپینل با فرمول شیمیایی $(Mg, Fe^{2+})(Ti, Cr, Fe^{3+}, Al)_2O_4$ در پریدوتیت‌ها نسبت به کانی‌های دیگر با دمای بالا در برابر تجزیه شدگی مقاوم است [۴]. بنابراین ترکیب شیمیایی اسپینل اولیه و سالم به خصوص عدد کروم، عدد منیزیم، اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیوم سرشتی‌های خوبی برای تعیین سنگ‌زایی افیولیت‌ها هستند. ترکیب شیمیایی اسپینل به نرخ ذوب بخشی و واکنش سنگ-ماگما وابسته است [۵]. مقدار Mg و Fe^{2+} اسپینل با سیلیکات همزیست (الیون) در تعادل‌اند و مقدار آن به دمای تعادل وابسته است. Fe^{3+} عنصر فرعی در ترکیب اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌هاست و مقدار آن در اسپینل‌ها، گریزندگی اکسیژن در خاستگاه اولیه اسپینل را نشان می‌دهد [۶]. عناصر Ti, Cr, Al کروم اسپینل تحت تاثیر تعادل دوباره‌ی فرایندهای تبلور نهایی ماگما قرار نمی‌گیرند [۷]، زیرا Cr, Ti در سیلیکات‌ها فراوانی خاصی نداشته و Al سرعت انتشار پایینی دارد و مقدار آن به خاستگاه اولیه وابسته است. مقدار Ti با توجه به موقعیت زمین ساختی خاستگاه تغییر می‌کند. این امر وابستگی Ti را با عمق سنگ الترامافیک نشان می‌دهد. به طوری که مقدار آن در سنگ‌های پلوتونیک درون قاره‌ای

نهشته‌های اردوسین، سیلورین، دونین و کربونیفر را احتمالاً می‌توان به عملکرد خشکی زایی فاز کالدونین و هرسنین در منطقه نسبت داد. نهشته‌های پرمین با گستردگی بسیار زیادی شامل دولومیت، آهک دولومیتی، سنگ آهک درشت بلور، دارای لایه بندی ضخیم تا توده‌ای به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند و با دگرشیبی روی تشکیلات قدیمی کامبرین قرار گرفته‌اند. تشکیلات تریاس در این منطقه دیده نشده‌اند ولی رسوب‌های وابسته به ژوراسیک و کرتاسه زیرین در این منطقه فراوانند. واحدهای جوان‌تر از افیولیت در منطقه گنیس و متاگرانیت به سن کرتاسه فوقانی- پالئوسن هستند که مجموعه‌ی افیولیتی را قطع کرده‌اند. تشکیلات ائوسن و میوسن در منطقه‌ی افیولیتی پیرانشهر دیده نشد، ولی تشکیلات کواترنری شامل ماسه ریز، سیلت، رس و کنگلومرای سخت نشده با گستردگی فراوان در این منطقه دیده می‌شوند و مرز آن با تشکیلات افیولیتی کرتاسه به صورت دگرشیبی است. سن مجموعه افیولیتی پیرانشهر کرتاسه بالایی است [۱۲]. نقشه‌ی زمین‌شناسی مجموعه افیولیتی شمال غرب پیرانشهر در شکل ۱ و تصاویر صحرایی از این مجموعه در شکل ۲ آورده شده‌اند.

پریدوتیت‌های کمتر سرپانتینی شده که بیشتر شامل ورلیت، دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت‌اند. در این مجموعه شواهد میلونیتی کمتر دیده شده‌اند و بیشتر در بخش مرکزی و شرق افیولیت شمال غرب پیرانشهر گسترده است. (۲) پریدوتیت‌هایی که به طور کامل تبدیل به سرپانتینیت شده‌اند، به شدت دگرشکل شده‌اند، شواهد میلونیتی در آن‌ها قابل مشاهده‌اند و در بخش جنوبی منطقه افیولیتی قرار گرفته‌اند. کلینوپیروکسنیت با گستردگی فراوان در بخش مرکزی و غرب مجموعه افیولیت شمال غرب پیرانشهر واقع شده است. بخش بازی مجموعه افیولیتی عبارتند از بازالت، الیون گابرو، گابروی زمین ساختی که در آن‌ها شواهد میلونیتی قابل مشاهده‌اند. رسوب‌های نواحی عمیق شامل چرت‌ها، آهک‌های پلاژی با تبلور دوباره به آهک ریز بلورند. سنگ‌های دگرگون شده از شیست، متابازیت و آمفیبولیت‌ها تشکیل شده‌اند. سنگ‌های بازی، رسوب‌های نواحی عمیق و سنگ‌های دگرگون در بخش شمالی مجموعه‌ی افیولیت شمال غرب پیرانشهر به صورت گستره در هم آمیخته شده‌اند. واحدهای قدیمی‌تر از افیولیت در منطقه شامل نهشته‌های پرکامبرین و کامبرین تا اوایل اردویسین با رخساره‌ی تخت‌گاهی هستند. نبود بیرون زدگی



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی مجموعه‌ی افیولیتی شمال غرب پیرانشهر، برگرفته از [۱۲].



شکل ۲ (الف) آهک‌های پرمین، مجموعه‌ی در هم آمیخته افیولیت شمال غرب پیرانشهر، آهک‌های کرتاسه مجموعه افیولیتی را پوشانده است. (ب) موقعیت سنگ‌های مجموعه افیولیت شمال غرب پیرانشهر در نزدیکی مرز عراق.

روش بررسی

پتسدام آلمان به وسیله‌ی یک ریزپردازنده‌ی الکترونی مدل JEOL, JXA-8200 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵KV و شدت جریان ۲۰nA صورت گرفته است. خلاصه‌ی نتایج بررسی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۵ آورده شده است.

بررسی‌ها شامل بررسی روابط صحرایی سنگ‌های افیولیتی، بررسی‌های سنگ نگاری و نقطه‌ای کانی‌های اسپینل و الیوین پریدوتیت‌ها می‌شوند. نمونه‌های انتخاب شده عبارتند از دونیت، هارزبورژیت و سرپانتینیت. بررسی شیمی کانی‌ها در دانشگاه

جدول ۱ داده‌های حاصل از بررسی نقطه‌ای اسپینل در هارزبورژیت.

Samples wt%	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
TiO ₂	۰.۰۴۱	۰.۰۲۶	۰.۰۲۲	۰.۰۲۶	۰.۰۰	۰.۰۱۲	۰.۰۳۰	۰.۰۲۵
Al ₂ O ₃	۳۹.۱۹	۳۹.۳۸	۳۸.۵۲	۴۰.۰۱	۴۰.۳۰	۴۰.۳۷	۳۸.۹۸	۳۸.۴۰
Cr ₂ O ₃	۲۸.۴۶	۲۸.۷۱	۲۹.۹۹	۲۷.۶۹	۲۸.۰۴	۲۷.۴۰	۲۹.۰۵	۲۹.۵۷
FeO(t)	۱۳.۷۲	۱۳.۵۹	۱۲.۶۲	۱۳.۵۱	۱۳.۴۸	۱۳.۲۷	۱۳.۲۵	۱۲.۵۸
MnO	۰.۴۲	۰.۴۲	۰.۴۵	۰.۴۴	۰.۴۳	۰.۴۳	۰.۴۵	۰.۴۵
MgO	۱۵.۷۹	۱۶.۰۴	۱۶.۴۴	۱۶.۱۴	۱۶.۲۲	۱۶.۱۹	۱۶.۱۲	۱۶.۴۱
Total	۱۱۰.۰۱	۱۰۱.۰۳	۱۰۰.۳۴	۱۰۰.۹۶	۱۰۱.۱	۱۰۰.۰۲	۱۰۰.۵۸	۱۰۰.۱۷
Samples a.p.f.u. Formula based on 4 O								
Ti	۰.۰۰۰۸	۰.۰۰۰۵	۰.۰۰۰۴	۰.۰۰۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰۰۳	۰.۰۰۰۶	۰.۰۰۰۵
Al	۱.۳۱	۱.۲۹	۱.۲۸	۱.۳۲	۱.۳۲	۱.۳۳	۱.۲۹	۱.۲۸
Cr	۰.۶۴	۰.۶۴	۰.۶۶	۰.۶۱	۰.۶۲	۰.۶۱	۰.۶۴	۰.۶۶
Fe ³⁺	۰.۰۵	۰.۰۶۲	۰.۰۴۸	۰.۰۶۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵۷	۰.۰۵۷
Fe ²⁺	۰.۳۲	۰.۳۱۹	۰.۲۹۷	۰.۳۱۶	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۳۱۲	۰.۲۹۷
Mn	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱۰	۰.۰۱۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱۰	۰.۰۱۰
Mg	۰.۶۶	۰.۶۷	۰.۶۹	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۹
Total	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Mg#[Mg(Mg+Fe ²⁺)]	۰.۶۷۲	۰.۶۷۷	۰.۶۹۹	۰.۶۸۰	۰.۶۸	۰.۶۸۴	۰.۶۸۴	۰.۶۹۹
Cr#[Cr(Al+Cr+Fe ³⁺)]	۰.۳۳	۰.۳۲۹	۰.۳۴۳	۰.۳۱۷	۰.۳۲	۰.۳۱۲	۰.۳۳۳	۰.۳۴۰
YFe[Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Cr+Al)]	۰.۰۳	۰.۰۳۱	۰.۰۲۴	۰.۰۳۲	۰.۰۳	۰.۰۲۸	۰.۰۲۸	۰.۰۲۸
Cr:Al	۰.۴۹	۰.۴۹۰	۰.۵۲۲	۰.۴۶۴	۰.۴۶	۰.۴۹	۰.۴۹۹	۰.۵۱۶

جدول ۲ داده‌های حاصل از بررسی نقطه‌ای الیون.

Samples wt%	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO ₂	۴۰٫۷۸	۴۰٫۵۰۷	۴۰٫۸۷۴	۴۰٫۷۵	۴۰٫۲۲۴	۴۰٫۸۲۸	۳۸٫۹۰۱	۴۰٫۸۳	۴۰٫۹۰۴
TiO ₂	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳
Al ₂ O ₃	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۹۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۱۴۶	۰٫۱۳
FeO(t)	۶٫۵۱۸	۶٫۴۴۳	۷٫۰۵۹	۶٫۰۸۹	۶٫۵۳۲	۶٫۸۰۹	۳٫۸۹۱	۶٫۲۲۴	۶٫۰۲۵
MnO	۰٫۱۴۷	۰٫۰۹۱	۰٫۱۳۴	۰٫۰۹۸	۰٫۱۱۵	۰٫۱۱۴	۰٫۱۳۰	۰٫۱۱۶	۰٫۱۱۹
MgO	۵۱٫۷۶۹	۵۱٫۵۷۲	۵۱٫۴۵	۵۱٫۲۱۷	۵۱٫۰۳۵	۵۱٫۶۴۳	۵۱٫۵۳۴	۵۱٫۸۴۴	۵۱٫۱۴۷
CaO	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۲۵	۰٫۰۳۹	۰٫۰۲۵	۰٫۰۱۲
Total	۱۰۲	۱۰۲	۱۰۲	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۲	۱۰۰	۱۰۱	۱۰۲
Samples a.p.f.u.									
Si	۰٫۹۷۱	۰٫۹۷۲	۰٫۹۷۲	۰٫۹۶۶	۰٫۹۷۱	۰٫۹۷۳	۰٫۹۴۱	۰٫۹۷۷	۰٫۹۷۴
Ti	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۲۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰۴۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰۲۷
Al	۰٫۰۰۰۱۱	۰٫۰۰۰۳۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰۱۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰۱۶	۰٫۰۰۰۲۶۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Cr	۰٫۰۰۰۱۱	۰٫۰۰۰۲۶	۰٫۰۰۰۲۶	۰٫۰۰۰۲۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰۱۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰۲۷۷	۰٫۰۰۰۲۴۴
Fe ³⁺	۰٫۰۵۵	۰٫۰۶۳	۰٫۰۴۷	۰٫۰۶۷	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۴	۰٫۱۱۴	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۷
Fe ²⁺	۰٫۱۲۹	۰٫۱۲۸	۰٫۱۴۱	۰٫۱۲۱	۰٫۱۳۲	۰٫۱۳۵	۰٫۰۷۸	۰٫۱۲۴	۰٫۱۲۰
Mn	۰٫۰۰۲۹	۰٫۰۰۱۸	۰٫۰۰۲۷	۰٫۰۰۲۰	۰٫۰۰۲۳	۰٫۰۰۲۳	۰٫۰۰۲۶	۰٫۰۰۲۳	۰٫۰۰۲۴
Mg	۱٫۸۳۹	۱٫۸۳۶	۱٫۸۳۲	۱٫۸۴۱	۱٫۸۳۷	۱٫۸۳۴	۱٫۸۵۸	۱٫۸۴۹	۱٫۸۵۱
Ca	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۶	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۶	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۶	۰٫۰۰۱۰	۰٫۰۰۰۶	۰٫۰۰۰۳
Mg#[Mg/(Mg+Fe ²⁺)]	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۹۲	۰٫۸۹	۰٫۸۹
Tot.cat.	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳

جدول ۳ داده‌های حاصل از بررسی نقطه‌ای اسپینل در دونیت.

Samples wt%	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
TiO ₂	۰٫۰۳۸	۰٫۰۶۷	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۵۳	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۴
Al ₂ O ₃	۱۸٫۹۶۱	۱۹٫۹۳۱	۱۹٫۹۴۴	۱۹٫۵۴۷	۱۹٫۷۰۴	۱۹٫۶۸۲	۱۹٫۹۲۸	۱۹٫۸۱۹
Cr ₂ O ₃	۴۹٫۹۸	۴۸٫۸۰	۴۸٫۸۳	۴۸٫۷۸	۴۸٫۹۲	۴۸٫۷۷	۴۸٫۴۲	۴۸٫۴۸
FeO(t)	۱۸٫۴۰	۱۸٫۲۱	۱۷٫۹۵	۱۸٫۲۱	۱۸٫۱۵	۱۸٫۲۰	۱۹٫۰۸	۱۸٫۴۵
MnO	۰٫۴۹۸	۰٫۵۲۸	۰٫۵۲۷	۰٫۵۳۰	۰٫۵۲۹	۰٫۵۶۷	۰٫۵۵۷	۰٫۵۵۰
MgO	۱۰٫۹۳	۱۱٫۱۲۹	۱۱٫۲۹	۱۰٫۹۶۶	۱۱٫۱۳۳	۱۱٫۱۱۹	۱۰٫۶۱۴	۱۰٫۹۳۴
Total	۱۰۱٫۷۴	۱۰۱٫۶۶	۱۰۱٫۷۱	۱۰۱٫۱۹	۱۰۱٫۶۷	۱۰۱٫۹۲	۱۰۲٫۱۱	۱۰۱٫۷۰
Formula based on 4 O Samples a.p.f.u.								
Ti	۰٫۰۰۰۸۹	۰٫۰۰۱۵۶	۰٫۰۰۰۷۲	۰٫۰۰۰۷۳	۰٫۰۰۱۲۴	۰٫۰۰۱۰۹	۰٫۰۰۱۰۷	۰٫۰۰۱۰۳
Al	۰٫۶۹۷	۰٫۷۲۹	۰٫۷۲۸	۰٫۷۱۹	۰٫۷۲۱	۰٫۷۱۹	۰٫۷۲۹	۰٫۷۲۶
Cr	۱٫۲۳۲	۱٫۱۹۷	۱٫۱۹۶	۱٫۲۰۵	۱٫۲۰۲	۱٫۱۹۶	۱٫۱۸۸	۱٫۱۹۲
Fe ³⁺	۰٫۰۶۹	۰٫۰۶۹	۰٫۰۷۳	۰٫۰۷۳۷	۰٫۰۷۴۲	۰٫۰۸۲۳	۰٫۰۸۰۸	۰٫۰۷۹۸
Fe ²⁺	۰٫۴۷۹	۰٫۴۷۲	۰٫۴۶۵	۰٫۴۷۵	۰٫۴۷۱	۰٫۴۷۲	۰٫۴۹۵	۰٫۴۷۹
Mn	۰٫۰۱۲۹	۰٫۰۱۳۹	۰٫۰۱۳۸	۰٫۰۱۴۰	۰٫۰۱۳۹	۰٫۰۱۴۸	۰٫۰۱۴۶	۰٫۰۱۴۵
Mg	۰٫۵۰۸	۰٫۵۱۵	۰٫۵۲۲	۰٫۵۱۱	۰٫۵۱۶	۰٫۵۱۴	۰٫۴۹۱	۰٫۵۰۷
Mg#[Mg/(Mg+Fe ²⁺)]	۰٫۵۱۴	۰٫۵۲۱	۰٫۵۲۹	۰٫۵۱۸	۰٫۵۲۲	۰٫۵۲۱	۰٫۴۹۸	۰٫۵۱۴
Cr#[Cr/(Al+Cr+Fe ³⁺)]	۰٫۶۳۸	۰٫۶۲۱	۰٫۶۲۱	۰٫۶۲۶	۰٫۶۲۵	۰٫۶۲۴	۰٫۶۲۰	۰٫۶۲۱
YFe[Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Cr+Al)]	۰٫۰۳۴۶	۰٫۰۳۴۹	۰٫۰۳۷۶	۰٫۰۳۶۸	۰٫۰۳۷۲	۰٫۰۴۱۲	۰٫۰۴۰۴	۰٫۰۳۹۹
Cr:Al	۱٫۷۶۸	۱٫۶۴۲	۱٫۶۴۲	۱٫۶۷۴	۱٫۶۶۶	۱٫۶۶۲	۱٫۶۳۰	۱٫۶۴۱

جدول ۴ داده‌های حاصل از بررسی نقطه‌ای الیون.

Samples wt%	۱	۲	۳	۴	۵
SiO ₂	۴۱,۶۹	۴۱,۴۳۷	۴۱,۳۳۹	۴۱,۷۵۹	۴۱,۴۲
TiO ₂	۰,۰۱۷	۰,۰۰۹	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۳
Al ₂ O ₃	۰,۰۱۴	۰,۰۰۰	۰,۰۱۵	۰,۰۰۲	۰,۰۱۳
Cr ₂ O ₃	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۳۳	۰,۰۰۱	۰,۰۱۸
FeO(t)	۹,۱۵	۸,۵۸	۹,۳۵	۹,۳۴	۹,۱۹
MnO	۰,۰۸۶	۰,۱۲۶	۰,۱۱۶	۰,۰۷۲	۰,۰۶۶
MgO	۵۰,۹۲۹	۵۱,۰۶۵	۴۹,۷۵۶	۵۰,۹۱۲	۵۰,۶
CaO	۰,۰۲۸	۰,۰۰۳	۰,۰۳۲	۰,۰۰۲	۰,۰۱۲
Total	۱۰۲,۵	۱۰۲	۱۰۲	۱۰۲	۱۰۲,۰۶
Formula based on 4 O Samples a.p.f.u.					
Si	۰,۹۷۸	۰,۹۷۳	۰,۹۷۳	۰,۹۷۷	۰,۹۷۶
Ti	۰,۰۰۳	۰,۰۰۰۱۵۹	۰,۰۰۰۵۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۵۳۲
Al	۰,۰۰۰۳۸۷	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰۴۱۶	۰,۰۰۰۳۷۵	۰,۰۰۰۳۶۱
Cr	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰۶۱۴	۰,۰۰۰۱۸۵	۰,۰۰۰۳۳۶
Fe ²⁺	۰,۱۷۲	۰,۱۷۵	۰,۲۰۲	۰,۱۷۶	۰,۱۷۵
Mn	۰,۰۰۱	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱
Mg	۱,۷۸۱	۱,۷۸۷	۱,۷۵۴	۱,۷۷۷	۱,۷۷۸
Ca	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰
Mg#[Mg(Mg+Fe ²⁺)]	۰,۸۵	۰,۸۴	۰,۸۶	۰,۸۵	۰,۸۴
Tot. cat.	۲,۹۳۵	۲,۹۳۹	۲,۹۲۵	۲,۹۳۳	۲,۹۳۴

جدول ۵ داده‌های حاصل از بررسی نقطه‌ای اسپینل در سریانیتینیت.

Samples wt%	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
TiO ₂	۰,۲۰۵	۰,۱۸۶	۰,۱۹۴	۰,۲	۰,۲۱	۰,۲۰۸	۰,۲۰۳	۰,۱۹۷
Al ₂ O ₃	۲۹,۵۷۶	۲۹,۵۷۶	۲۹,۵۷۶	۲۹,۵۷۶	۲۹,۵۷۶	۲۹,۵۷۶	۲۹,۵۷۶	۲۹,۵۷۶
Cr ₂ O ₃	۳۶,۶۰۷	۳۶,۶۵۶	۳۴,۲۹۵	۳۶,۲۵۳	۳۵,۸۳۷	۳۵,۱۹۹	۳۶,۶۴۱	۳۵,۹۶۴
FeO(t)	۱۹,۷۵۴	۱۶,۶۸۴	۱۶,۶۳۱	۱۹,۶۸۶	۱۹,۹۶۷	۱۶,۹۶۳	۱۸,۲۸۲	۱۶,۷۹۱
MnO	۰,۶۹۶	۰,۶۳۲	۰,۵۶۳	۰,۶۷۱	۰,۶۵۵	۰,۵۷۶	۰,۶۳۳	۰,۵۷۳
MgO	۱۱,۱۷	۱۳,۰۲۴	۱۲,۶۲۷	۱۱,۰۶۹	۱۰,۸۳۰	۱۲,۶۲۷	۱۱,۹۵۴	۱۲,۷۶۸
Total	۱۰۲,۰۱	۱۰۱,۲۸۹	۹۹,۰۲۰	۱۰۱,۳۶۷	۱۰۱,۰۲۵	۱۰۰,۰۴۵	۱۰۱,۲۳۵	۱۰۰,۱۷۳
Formula based on 4 O Samples a.p.f.u.								
Ti	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴
Al	۱,۰۳۷	۱,۰۳۲	۱,۰۵۴	۱,۰۴۴	۱,۰۴۸	۱,۰۴۵	۱,۰۳۹	۱,۰۴۳
Cr	۰,۸۶۱	۰,۸۵۸	۰,۸۲۰	۰,۸۵۸	۰,۸۵۲	۰,۸۳۴	۰,۸۶۳	۰,۸۵۰
Fe ³⁺	۰,۰۹۲	۰,۱۰۱	۰,۱۱۶	۰,۰۸۸	۰,۰۸۹	۰,۱۱۰	۰,۰۸۷	۰,۰۹۶
Fe ²⁺	۰,۴۹۱	۰,۴۱۳	۰,۴۲۰	۰,۴۹۳	۰,۵۰۲	۰,۴۲۵	۰,۴۵۵	۰,۴۲۰
Mn	۰,۰۱۷	۰,۰۱۵۸	۰,۰۱۴۴	۰,۰۱۷۰	۰,۰۱۶۶	۰,۰۱۴۶	۰,۰۱۵۹	۰,۰۱۴۵
Mg	۰,۴۹۵	۰,۵۷۵	۰,۵۶۹	۰,۴۹۴	۰,۴۸۵	۰,۵۶۴	۰,۵۳۲	۰,۵۶۹
Total	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Mg#[Mg(Mg+Fe ²⁺)]	۰,۵۰۱	۰,۵۸۱	۰,۵۷۵	۰,۵۰۰	۰,۴۹۱	۰,۵۷۰	۰,۵۳۸	۰,۵۷۵
Cr#[Cr(Al+Cr+Fe ³⁺)]	۰,۴۵۳	۰,۴۵۳	۰,۴۳۷	۰,۴۵۱	۰,۴۴۸	۰,۴۴۳	۰,۴۵۳	۰,۴۴۹
YFe[Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Cr+Al)]	۰,۰۴۶	۰,۰۵۰	۰,۰۵۸	۰,۰۴۴	۰,۰۴۴	۰,۰۵۵	۰,۰۴۴	۰,۰۴۸
Cr/Al	۰,۸۳۰	۰,۸۳۱	۰,۷۷۷	۰,۸۲۲	۰,۸۱۲	۰,۷۹۸	۰,۸۳۱	۰,۸۱۵

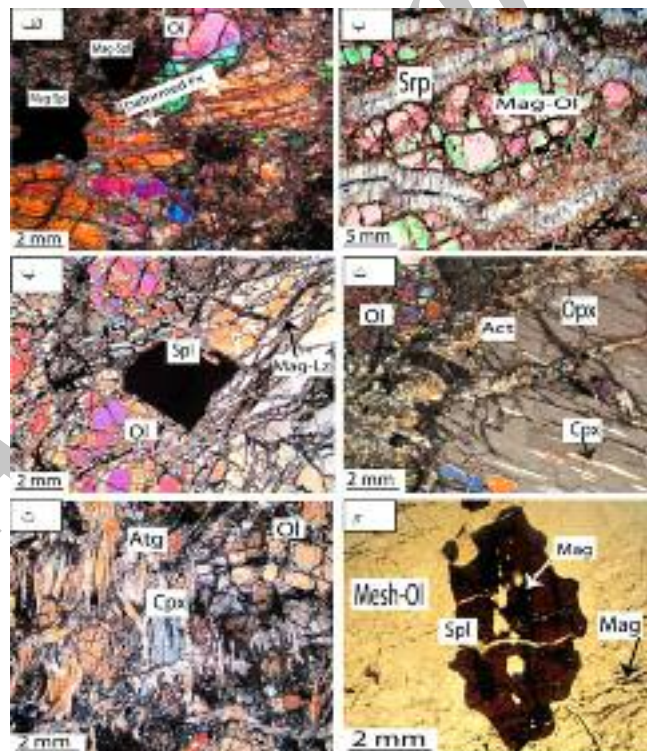
محاسبه آهن دو و سه ظرفیتی به روش استوکیومتری انجام شده است.

بحث و بررسی

سنگ شناسی

سنگ‌های الترامافیک بیرون زده در منطقه پیرانشهر درجات مختلفی از سرپانتینی شدن از خود نشان می‌دهند. بقایای کانی‌های ماگمایی در این سنگ‌ها شامل الیون، پیروکسن و اسپینل است. هارزبورژیت دارای کانی‌های اصلی شامل ۷۰ درصد الیون، ۱۵ درصد ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن کمتر از ۲ درصد است. کانی فرعی اسپینل ۳ درصد، نیمه شکل‌دار تابی شکل، به رنگ سرخ دگرسان شده به مگنتیت است. کانی‌های ثانویه شامل سرپانتین رگه‌ای، پلیمورف‌های سرپانتین احتمالاً لیزاردیت همراه با مگنتیت در محل شکستگی‌های الیون تشکیل شده است. کانی‌های دگرسان شده ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بافت اولیه هارزبورژیت، گرانولار است. الیون موجود در این سنگ‌ها شکستگی فراوان دارد و در برخی موارد دگرشکل شده و خاموشی موجی از خود نشان می‌دهند. همچنین این کانی به صورت میانبار در دیگر کانی‌ها

بوژه ارتوپیروکسن نیز قابل مشاهده است. ارتوپیروکسن با بلورهای نیمه شکل‌دار، خرد شده و دارای تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن است که در برخی موارد دگرشکلی نشان می‌دهند (شکل ۳، الف، ب). دونیت دارای کانی‌های اصلی شامل ۸۰ درصد کانی الیون، ۸ درصد ارتوپیروکسن و ۲ درصد کلینوپیروکسن است. کانی‌های ثانویه شامل لیزاردیت، مگنتیت در الیون‌ها و اکتینولیت، آنتیگوریت در پیروکسن‌ها است. کانی‌های دگرسان شده ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و بافت اولیه دانه‌دانه است. کانی فرعی اسپینل ۲ درصد، بی‌شکل، به رنگ قهوه‌ای-سرخ و از حاشیه و محل شکستگی‌ها به مگنتیت تجزیه شده است (شکل ۳، پ، ت و ث). سرپانتینیت تا حدود ۹۰ درصد سرپانتینی شده است که غالباً لیزاردیت همراه با مگنتیت دیده می‌شود. اسپینل به رنگ قهوه‌ای-سرخ، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و تجزیه شده به اسپینل ثانویه احتمالاً مگنتیت، تنها کانی باقی مانده از سنگ اولیه است (شکل ۳، ج).



شکل ۳ (الف): نور قطبیده از هارزبورژیت، کانی‌های الیون، پیروکسن دگرشکل شده، اسپینل به رنگ اولیه سرخ-قهوه‌ای که به مگنتیت تجزیه شده است. **(ب):** نور قطبیده از هارزبورژیت، کانی الیون و رگه‌های سرپانتینی شده. **(پ):** نور قطبیده از دونیت، الیون سرپانتینی شده به کانی‌های لیزاردیت و مگنتیت، اسپینل به رنگ اولیه سرخ-قهوه‌ای که به مگنتیت تجزیه شده است. **(ت):** نور قطبیده از دونیت، ارتوپیروکسن با تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن می‌باشد و الیون که به صورت میان بار در داخل ارتوپیروکسن قرار گرفته است. **(ث):** نور قطبیده از دونیت، کانی‌های الیون، کلینوپیروکسن و پلیمورف‌های سرپانتین احتمالاً آنتی گوریت. **(ج):** نور قطبیده سرپانتینیت، کانی اسپینل قهوه‌ای-سرخ، بی‌شکل و تجزیه شده به مگنتیت، الیون با بافت مشبک می‌باشند. علائم اختصاری کانی‌ها اقتباس از [۱۳] می‌باشد.

شیمی کانی

اسپینل

اسپینل اولیه در نمونه‌های دونیت، هارزبورژیت و سرپانتینیت از نوع کروم اسپینل است (جدول‌های ۱ تا ۵). میانگین عدد کروم $Cr\#[(100*Cr/(Cr + Al))]$ و عدد منیزیم $Mg\#[(100*Mg/(Mg + Fe))]$ در اسپینل موجود در هارزبورژیت به ترتیب برابر ۰/۳۳ و ۰/۶۷، در دونیت ۰/۶۲ و ۰/۵۱ و در اسپینل موجود در سرپانتینیت ۰/۴۵ و ۰/۵۵ است. در محل دگرسانی اسپینل‌ها عدد کروم و آهن افزایش یافته است. افزایش آهن و کروم اسپینل نسبت به آلومینیوم و منیزیم نشان‌دهنده‌ی دگرسانی وراگرمایی بالای پریدوتیت است [۱۴]. اسپینل در نمونه‌های دونیت و هارزبورژیت دارای Fe^{3+} , TiO_2 کم و مشابه یکدیگرند ولی اسپینل موجود در سرپانتینیت نسبت به اسپینل‌های دو نمونه دونیت مقدار Fe^{3+} و TiO_2 بالایی دارد (جدول ۵، ۳، ۱).

الیون

فورستریت در هارزبورژیت در گستره‌ی ۹۱/۵۵-۹۰/۵۲٪ در دونیت، فورستریت در گستره‌ی ۹۱/۱۸-۸۹/۹۸٪ قرار می‌گیرد.

محیط زمین‌ساختی

افیولیت‌ها مجموعه سنگ‌هایی متشکل از سنگ‌های الترامافیک، بازی، دایک دیابازی، بازالت بالشی، رسوب‌های عمیق اقیانوسی بوده که در زمان بسته شدن یک اقیانوس، از طریق گسل‌های روانده به سطح زمین کشیده شده‌اند و هر یک از سنگ‌های این مجموعه حاوی اطلاعاتی از مراحل مختلف تشکیل تا تکامل اقیانوس و کوهزایی هستند. محل تشکیل افیولیت‌ها غالباً پشته‌های میان اقیانوسی، حوضه‌های گسترشی پشت قوس و ابرفرورانشی منطقه است [۱۵]. بر اساس شیمی اسپینل، پریدوتیت‌های گوشته‌ی این مناطق از هم قابل جدایی است، به طوری که عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌های ابرفرورانشی بالاتر از عدد کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌های آبیسال است. گستره‌ی عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌های ابرفرورانشی از ۳۸ تا بالاتر از ۸۰ است که نشان می‌دهد درجه‌ی ذوب بخشی در پریدوتیت ابرفرورانشی در مقابل پریدوتیت‌های آبیسال بالاتر است. پریدوتیت ابرفرورانشی عدد کروم ۳۸ تا ۵۸ با پریدوتیت‌های آبیسال همپوشی دارد [۱۹، ۱۰]. در هارزبورژیت میانگین عدد

کروم اسپینل برابر ۳۳، در دونیت، برابر ۶۳ و در سرپانتینیت، برابر ۴۵ است. با توجه به مفاهیم بیان شده در مورد عدد کروم و مقایسه‌ی آن با نمونه‌های منطقه به نظر می‌رسد هارزبورژیت وابسته به پریدوتیت‌های آبیسال و دونیت وابسته به پریدوتیت‌های ابرفرورانشی و سرپانتینیت در گستره‌ی همپوشانی پریدوتیت ابرفرورانشی و پریدوتیت‌های آبیسال قرار می‌گیرد. پریدوتیت‌های بالای زون فرورانش یا وابسته به قوس، غالباً عبارتند از اسپینل هارزبورژیت و دونیت که از خروج گدازه با نرخ ذوب بخشی بیش از ۲۰ درصد در شرایط ذوب آبدار از گوشته‌ی اولیه برجا مانده‌اند. بنابر نمودار فورستریت نسبت به عدد کروم [۸] (شکل ۷ ب) نمونه دونیت دارای نرخ ذوب بالای ۲۰ درصد و وابسته به قوس است. درجه‌ی ذوب بخشی بالا و جدایش گدازه فراوان، با مقدار بالای نسبت Cr/Al اسپینل نیز متناسب است [۱۶-۱۹].

تعیین نسبت Cr/Al ، در پریدوتیت‌های فاقد پلاژیوکلاز مناسب است چون با وجود پلاژیوکلاز، آلومینیوم در ساختار کانی پلاژیوکلاز قرار می‌گیرد. بنابراین شیمی کانی اسپینل تغییر می‌کند و نسبت کروم به آلومینیوم آن افزایش می‌یابد. به عنوان نمونه، پریدوتیت‌های پیش قوس اسپینل‌های فقیر از آلومینیوم و نسبتاً غنی از کروم (عدد کروم ۰/۳-۰/۶ در هارزبورژیت و عدد کروم ۰/۸۴ تا ۰/۶ در دونیت) دارند که این نسبت بالای کروم به آلومینیوم نشانه‌ی خروج بیشتر گدازه از پریدوتیت مادر در پاسخ به ذوب آبدار در منطقه قوس است [۱۸]. در موقعیت زمین‌ساختی آبیسال، اسپینل غنی از آلومینیوم است و عدد کروم آن ۰/۵۹-۰/۱ است که نسبت پایین کروم به آلومینیوم در پریدوتیت‌های آبیسال نشانه‌ی خروج گدازه کم از پریدوتیت مادر است [۵]. پریدوتیت‌های پیرانشهر فاقد کانی پلاژیوکلاز هستند. نسبت کروم به آلومینیوم در اسپینل موجود در دونیت برابر ۱/۶ است و در اسپینل موجود در هارزبورژیت برابر ۰/۴۹ و در اسپینل موجود در سرپانتینیت این نسبت برابر ۰/۸۱ است (جدول‌های ۵، ۳، ۱). مقایسه‌ی این نسبت در نمونه‌ها، نشان دهنده نرخ ذوب متفاوت یا به عبارتی محیط‌های زمین‌ساختی مختلف برای پریدوتیت‌های باقیمانده گوشته‌ای در مجموعه‌ی افیولیتی شمال‌غرب پیرانشهر است، به طوری که دونیت همراه با خروج گدازه زیاد و وابسته به قوس است، هارزبورژیت و سرپانتینیت همراه با خروج گدازه کم و وابسته به با پریدوتیت آبیسال هستند.

الیوین و اسپینل شاخص گوشته‌ای (OSMA) توسط [۱۰] پیشنهاد شده است که گستره‌ای به شکل سیگموئیدی در نمودار عدد کروم در برابر فورستریست است (شکل ۷ ب). اسپینل در پریدوتیت‌ها با توجه به موقعیت زمین ساختی متفاوتشان در محل‌های مختلفی داخل گستره الیوین و اسپینل شاخص گوشته‌ای قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد شرایط ذوب در داخل گوشته بسیار متفاوت است بر اساس مقدار اکسید آلومینیوم در برابر اکسید کروم نیز گستره پریدوتیت شاخص گوشته‌ای تعریف شده است [۲۴]. برای بررسی سنگ‌زایی پریدوتیت‌های منطقه از نمودارهای شامل عدد کروم، عدد منیزیم، مقدار فورستریست و مقادیر اکسید عناصر Ti, Al, Cr استفاده شد.

بر اساس نمودار درصد وزنی اکسید آلومینیوم در برابر اکسید کروم [۲۵] اسپینل، دونیت، هارزبورژیت و سرپانتینیت در گستره‌ی الیوین-اسپینل شاخص گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). در نمودار درصد وزنی Al_2O_3 در برابر TiO_2 [۷] اسپینل، دونیت در موقعیت پریدوتیت‌های ابرفرورانشی، هارزبورژیت در موقعیت پریدوتیت‌های کف اقیانوسی، سرپانتینیت در همپوشانی محیط ابرفرورانشی و کف اقیانوسی قرار گرفتند (شکل ۵ ب). در نمودار عدد کروم در برابر اکسید تیتانیوم [۱۸] اسپینل، دو نمونه دونیت و هارزبورژیت در راستای منحنی گوشته‌ی مورب زایا قرار می‌گیرند. سرپانتینیت که مقدار اکسید تیتانیوم بالایی نسبت به دونیت و هارزبورژیت دارد، در گستره‌ی واکنش با مذاب مورب قرار می‌گیرد (شکل ۶). همچنین بر اساس نمودار عدد کروم در برابر عدد منیزیم اسپینل [۱۰]، دونیت در گستره‌ی پیش قوس، هارزبورژیت در گستره‌ی پریدوتیت آبیسال و سرپانتینیت در همپوشانی این دو محیط قرار می‌گیرد (شکل ۷ الف). نمونه‌های هارزبورژیت عمان [۲۶] و نمونه‌های دونیت عمان [۲۷] که محیط زمین ساختی مشابه با منطقه پیرانشهر نشان می‌دهد برای مقایسه بر این نمودار افزوده شده است. بر اساس نمودار عدد کروم اسپینل در برابر فورستریست الیوین [۸]، دونیت در گستره ابرفرورانشی و هارزبورژیت در گستره‌ی پریدوتیت آبیسال قرار می‌گیرد (شکل ۷ ب). نمونه‌های هارزبورژیت و لرزولیت از منطقه هارمانچیک در شمال غرب ترکیه [۲۸] مشابه پریدوتیت‌های پیرانشهر ویزگی پریدوتیت آبیسال و ابرفرورانشی

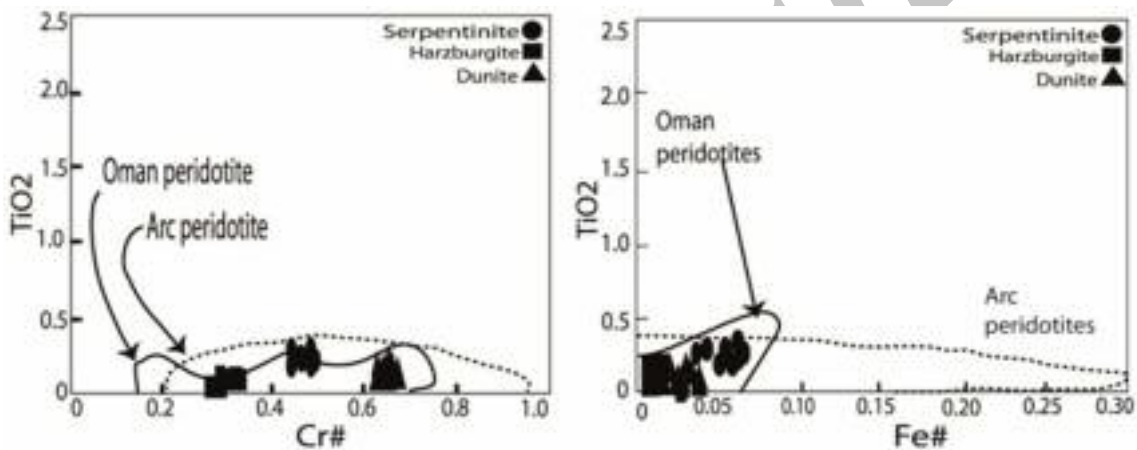
افیولیت‌های زاگرس و سایر افیولیت‌های دیگر کرتاسه بالایی نئوتتیس از نظر سنی، سنگ‌شناسی، اجزا و تکامل شیمیایی به طور گسترده‌ای مشابه یکدیگرند. از جمله افیولیت‌های نئوتتیس که به خوبی شناخته شده است، افیولیت عمان است. دونیت‌های بخش شمالی افیولیت عمان دارای اسپینل وجه‌دار تا نیمه‌وجه‌دار با عدد کروم ۰/۸-۰/۴، مقدار اکسید تیتانیوم کمتر از ۰/۳ درصد وزنی، الیوین همزیست اسپینل فورستریست ۹۰-۹۲ است. دونیت‌های عمان به محیط قوس وابسته‌اند. پریدوتیت گوشته‌ای افیولیت عمان از نوع هارزبورژیت پشته میان اقیانوسی است که با اضافه شدن دونیت به قوس تغییر می‌کند. این پریدوتیت‌ها تبدیل موقعیت زمین ساختی پشته‌ی میان اقیانوسی به قوس (ابرفرورانشی) نوع افیولیت عمان را نشان می‌دهد [۱۱]. به عبارتی برای پریدوتیت‌های افیولیت عمان، محیط زمین ساختی آبیسال و ابرفرورانشی مشخص شده است. بنابر نمودار اکسید تیتانیوم در برابر عدد کروم [۱۹] و نمودار اکسید تیتانیوم در برابر عدد آهن [۲۰] $YFe = (Fe^{3+}/Fe^{3+} + Cr + Al)$ نمونه‌های دونیت، هارزبورژیت و سرپانتینیت در افیولیت شمال غرب پیرانشهر در موقعیت قوس و همپوشی با افیولیت عمان قرار گرفته‌اند (شکل ۴). افیولیت‌های ابرفرورانشی یا در شروع مرحله‌ی فرورانشی در پیش قوس و یا در حوضه‌های پشت قوس تشکیل می‌شوند. عدد کروم در کروم اسپینل سرپانتینیت‌های حوضه‌ی پیش قوس بالاتر از عدد کروم سرپانتینیت‌های حوضه پشت قوس است [۲۱-۲۳]. از مفاهیم بیان شده در مورد شیمی کانی کروم اسپینل در تعیین محیط زمین ساختی می‌توان گفت که دو نوع پریدوتیت، یکی پریدوتیت ابرفرورانشی از نوع پیش قوس و دیگری پریدوتیت آبیسال در منطقه وجود دارد. همچنین مجموعه‌ی افیولیتی هارمانچیک در شمال غرب ترکیه در راستای کمربند افیولیتی زاگرس- عمان واقع شده است قابل مقایسه با افیولیت شمال غرب پیرانشهر است. این مجموعه شامل پریدوتیت‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی، و لرزولیت‌های تهی شده پریدوتیت آبیسال هستند که در اثر خروج کم مذاب در مرکز گسترش اقیانوس به وجود آمده‌اند. هارزبورژیت‌ها پریدوتیت نوع ابرفرورانشی هستند.

سنگ‌زایی

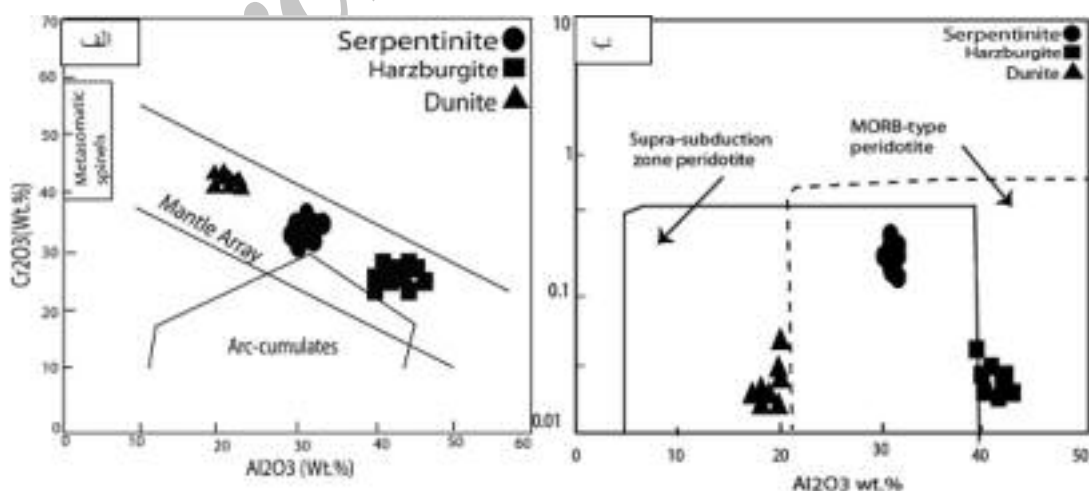
اسپینل پریدوتیت‌های گوشته‌ی بالایی دارای عدد کروم و محتوی فورستریست محدودی هستند. بر این اساس گستره

شیمی و سنگ‌نگاری نشانگر خاستگاه گوشته‌ای آن است، محتوای فورستریت کم الیومین و عدد کروم بالای اسپینل احتمالاً در اثر ذوب بخشی به همراه حضور جریان‌های غنی از آب باشد. غالباً پریدوتیت‌های بالای زون فرورانشی وابسته به قوس، در شرایط ذوب آبدار از گوشته‌ی اولیه برجا مانده‌اند. از بررسی سنگ‌نگاری و ژئوشیمی نتیجه می‌گیریم که هر سه نمونه‌ی پریدوتیت گوشته‌ای هستند. دونیت محیط زمین ساختی ابرفرورانشی نوع پیش قوس، هارزبورژیت محیط زمین ساختی آبیسال نشان می‌دهد. سرپانتینیت در غالب نمودارها همپوشانی محیط زمین ساختی ابرفرورانشی و آبیسال نشان می‌دهد.

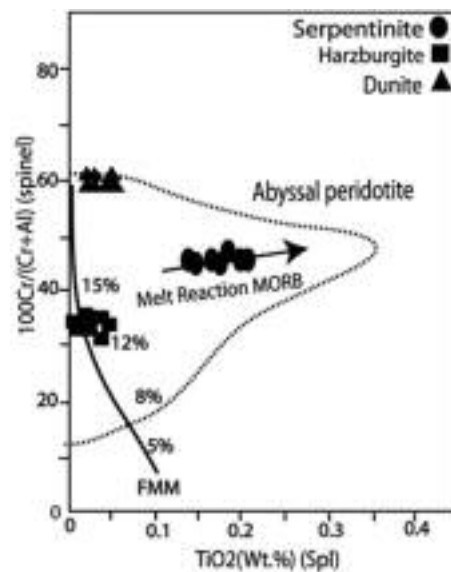
نشان می‌دهند تعدادی از این نمونه‌ها نیز بر نمودار افزوده شده‌اند. همچنین بنابر نمودار فورستریت در برابر عدد کروم، نمونه دونیت، ذوب بخشی بالای ۲۰ درصد و هارزبورژیت ذوب بخشی ۱۲ درصد را تجربه کرده است (شکل ۷ ب). در دونیت مقدار فورستریت الیومین در مقایسه با عدد کروم بالای اسپینل، کم است. پریدوتیت‌هایی با عدد کروم بالای اسپینل و فورستریت پایین الیومین احتمالاً باقیمانده‌ی ذوب بخشی گوشته هستند که با جریان‌های غنی از آب گوشته بالایی همراه شده‌اند [۳۰، ۲۹]. علاوه بر این جریان‌های غنی از آهن همراه با ذوب بخشی می‌تواند پریدوتیت‌هایی با عدد کروم بالا و فورستریت پایین به وجود آورد [۳۲، ۳۱]. در نمونه‌ی دونیت که شواهد



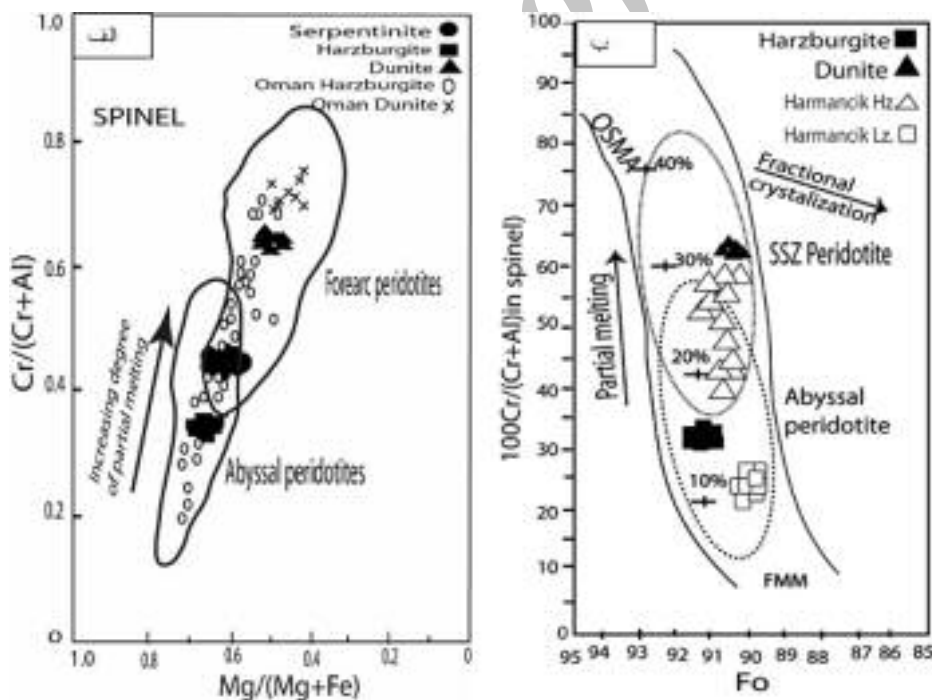
شکل ۴ (الف): نمودار TiO_2 در برابر عدد کروم اسپینل [۱۹]، (ب): نمودار TiO_2 در برابر عدد آهن $[Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)] \cdot Y_{Fe^{3+}}$ [۲۰، ۸]. نمونه‌های دونیت، هارزبورژیت و سرپانتینیت افیولیت شمال غرب پیرانشهر در موقعیت مشابه با موقعیت پریدوتیت‌های افیولیت عمان قرار گرفتند.



شکل ۵ (الف): نمودار درصد وزنی Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 اسپینل [۲۴]. نمونه‌های دونیت، هارزبورژیت و سرپانتینیت افیولیت شمال غرب پیرانشهر در محدوده‌ی الیومین-اسپینل شاخص گوشته (OSMA) قرار می‌گیرند. (ب): نمودار درصد وزنی Al_2O_3 در برابر TiO_2 اسپینل [۷]. دونیت در موقعیت پریدوتیت‌های ابرفرورانشی، هارزبورژیت در موقعیت پریدوتیت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی، سرپانتینیت در همپوشانی محیط ابرفرورانشی و پشته میان اقیانوسی قرار گرفتند.



شکل ۶ نمودار عدد کروم در برابر اکسید تیتانیوم اسپینل، گستره خط چین اسپینل پریدوتیت آبیسال را نشان می‌دهد، FMM گوشته‌ی مورب زایاست موقعیت پیکان تاثیر واکنش گدازه مورب بر اسپینل پریدوتیت آبیسال را نشان می‌دهد [۱۸]. نمونه‌های دونیت، هارزبورژیت در راستای منحنی گوشته‌ی مورب زایا (FMM) قرار می‌گیرند. سرپانتینیت که مقدار اکسید تیتانیوم بالایی نسبت به دو نمونه دیگر دارد در گستره با گدازه‌ی مورب قرار می‌گیرد.



شکل ۷ (الف): نمودار عدد کروم و عدد منیزیم اسپینل [۱۰]، گستره‌ی پریدوتیت‌های آبیسال از [۵-۱۰] و گستره‌ی پریدوتیت‌های پیش قوس از [۲۶، ۲۵، ۱۶] هستند. هارزبورژیت عمان و دونیت عمان برای مقایسه آورده شده‌اند. داده‌های هارزبورژیت عمان از [۲۷] و داده‌های دونیت عمان از [۲۸] است. دونیت در گستره پیش قوس و هارزبورژیت در گستره‌ی پریدوتیت آبیسال قرار می‌گیرد، سرپانتینیت در محل همپوشانی پیش قوس و آبیسال قرار می‌گیرد (ب): نمودار عدد کروم اسپینل در برابر مقدار فورستریت الیون [۸]، دونیت در گستره‌ی ابرفرورانشی و هارزبورژیت در گستره‌ی پریدوتیت آبیسال قرار می‌گیرد. همچنین بنابر نمودار (ب) دونیت ذوب بخشی بالای ۲۰ درصد و هارزبورژیت ذوب بخشی ۱۲ درصد را تجربه کرده است. نمونه‌های هارزبورژیت و لرزولیت از هارمانچیک در شمال غرب ترکیه است [۲۹] پریدوتیت‌های هارمانچیک ویژگی پریدوتیت آبیسال و ابرفرورانشی نشان می‌دهند.

برداشت

پریدوتیت‌های افیولیت شمال غرب پیرانشهر از نوع پریدوتیت گوشته‌ای هستند. بر اساس شیمی اسپینل و الیوین به نظر می‌رسد که دو نوع پریدوتیت ابرفرورانشی نوع پیش قوس و آبیسال در منطقه وجود دارند، دونیت، پریدوتیت ابرفرورانشی نوع پیش قوس، هارزبورژیت و سرپانتینیت پریدوتیت نوع آبیسال است و سرپانتینیت به دلیل عدد کروم بالا و تتیانوم بالا نسبت به هارزبورژیت، احتمالاً تحت تاثیر واکنش با مورب زایا قرار گرفته است. همچنین بر اساس نسبت کروم به آلومینیوم در اسپینل نمونه‌ها، دونیت همراه با خروج گدازه زیاد و وابسته به قوس است، هارزبورژیت و سرپانتینیت همراه با خروج گدازه کم و وابسته به پریدوتیت آبیسال هستند. کانی‌های اسپینل و الیوین پریدوتیت‌های شمال غرب پیرانشهر قابل مقایسه با ویژگی پریدوتیت‌های افیولیت عمان و هارمانچیک در شمال غرب ترکیه هستند. تشکیل پریدوتیت‌های شمال غرب پیرانشهر مشابه افیولیت‌های عمان و هارمانچیک دو نوع پریدوتیت ابرفرورانشی نوع پیش قوس و آبیسال هستند.

قدردانی

این پژوهش از رساله‌ی دکتری است که با حمایت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز انجام شده است. لذا بدینوسیله از معاونت محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز تقدیر و تشکر به عمل می‌آید. از دکتر کریستینا گونتر از دانشگاه پتسدام که ما را در انجام تجزیه‌های ریزپردازشی یاری دادند تشکر می‌نمایم. همچنین از داوران محترم مقاله که با ارائه نظرات سازنده باعث بهتر شدن مقاله شدند نیز تشکر می‌کنم.

مراجع

- T., Evren E., Dmitrosta A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Kaaram G., "GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions", Journal of Geophysical Research: Solid Earth 26 (2006), 1978-2012.
- [3] Shafaii Moghaddam H., Stern R., "Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone", Geological Magazine 148 (2011), 762-801.
- [4] Irvine T.N., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator; part II, Petrologic applications. Canadian", Journal of Earth Sciences 4 (1967), 71-103.
- [5] Dick H.J.B., Bullent., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas", Contributions to Mineralogy and Petrology 86 (1984), 54-76.
- [6] Henry J.B., Dick HJB., Henry TB., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas", Contributions to Mineralogy and Petrology 86 (1984), 54-76
- [7] Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", Journal Petrology 42 (2001), 655-671.
- [8] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", Mineralogical Magazine, 56, (1992), 173-184.
- [9] Beccaluva L., Girolamo D., Maciotta G., Morra V., "Magma affinities and fractionation trends in ophiolites", Ofioliti 8 (1983), 307-324.
- [10] Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation", Chemical Geology 113 (1994), 191-204.
- [11] Arai S., Kadoshimak K., Morishit T., "Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels", Journal of Geological Society 163 (2006), 869-79.
- [1] Michael P., "Diagnostic features and processes in the construction and evolution of Oman-Zagros- Himalayan- Karakoram- and Tibetan-type orogenic belts", Geological Society of America Memoirs 200 (2007), 41-61
- [2] Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guilev I., Stepanyan R., HAadary M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., Arrajehi A., Paradissis D., Al-Aydrus A., Prilepin M., Guseva

- Precambrian Geology, Elsevier, Amsterdam 13 (2004), 95-128.
- [22] Azer M.K., Stern R.J., "Neoproterozoic (835–720 Ma) serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: fragments of forearc mantle", *Geology* 115 (2007), 457-472.
- [23] Hamdy M.M., Harraz H.Z., Aly G.A., "Pan-African (intraplate and subduction-related?) metasomatism in the Fawakhir ophiolitic serpentinites, Central Eastern Desert of Egypt: mineralogical and geochemical evidences", *Arabian Journal of Geoscience* 36 (2013), 13-33.
- [24] 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.
- [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 Seas and Islands: Part II. AGU Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, (1983), 294–317.
- [26] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in The Izu–Ogasawara–Mariana forearc", LEG125. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. (Eds.), "Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results", vol. 125. Ocean Drilling Program, College Station, Texas, pp. (1992), 445–485.
- [27] Le Mée L., Girardeau J., Monnier C., "Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge", *Nature* 432, (2004), 167–172
- [28] Akihiro Tamura, Shoji Arai, "Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle", *Lithos* 90 (2006), 43–56
- [29] Ibrahim Uysal, A. Dündar Şen, E. Yalçın Ersoy, Yildirim Dilek, Samet Saka, Federica Zaccarini, Monica Escayola, Orhan Karşlı, "Geochemical make-up of oceanic peridotites from NW Turkey and the multi-stage melting history of the Tethyan upper mantle", *Mineralogy and petrology*, Original paper (2013), 1-29.
- [۱۲] خدابنده ع.ا.، "سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، نقشه ۱۳۸۳)
- [13] Kretz, "Symbols for rock-forming minerals", *American Mineralogist* 68 (1983), 277-279.
- [14] Kimball K.L., "Hydrothermal alteration of peridotite from the Galicia margin, Iberian Peninsula", *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 103 (1988), 241-251.
- [15] Dilek Y., Furnes H., "Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere", *Geological Society of America Bulletin*, 123 (2011), 387-411.
- [16] Parkinson I.J., Pearce J.A., "Peridotites of the Izu-Bonin-Mariana forearc, Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinel (ODP Leg 125) evidence for mantle melting and melt–mantle interactions in a suprasubduction zone setting", *Journal of Petrology* 39 (1998), 1577–1618.
- [17] Parkinson I.J., Pearce J.A., Thirwall M.F., Johnson K.T.M., Ingram G., "Trace element geochemistry of peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc", *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Leg 125* (1992), 487-506.
- [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] Ernewein M., "Histoire magmatique d'un segment de croûte océanique téthysienne: Pétrologie de la séquence plutonique du massif ophiolitique de Salahi (nappe de Semail, Oman)", Thèse d'université, Université Louis Pasteur 205 (1987), 171-188.
- [20] Barnes S.J., Roeder P.L., "The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks", *Journal of Petrology* 42 (2001), 2279–2302.
- [21] Stern R.J., Johanson P.R., Kroner A., Yibas B., "Neoproterozoic ophiolites of the Arabian–Nubian Shield. In: Kusky TM (ed) *Precambrian ophiolites and related rocks*", *Developments in*

[32] Matsukage K., Arai S., Abe N., Yurimoto H., "Two contrasting melting styles of mantle peridotite in the northern Oman ophiolite: an indication of a switch of their tectonic setting", Research Report of JSPS Grants-in-Aid for Science Research, (2001) 19–32.

[30] 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 Science Letters 133 (1995), 463–473.

[31] Matsukage K., Kubo K., "Chromian spinel during melting experiments of dry peridotite (KLB-1) at 1.0–2.5 GPa", American Mineralogist 88 (2003), 1271–1278.

Archive of SID