

مینرال شیمی کروم اسپینل و تعیین محیط زمین ساختی پریدوتیت‌های لردگرم پایین در خاور حاجی آباد، جنوب خاور ایران

محمد پوستی^۱، رویا محمدی پورنازیانی^۲، حجت حاج حسنی^۳ و سیدمحسن مرتضوی راوری^۴

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
^۲دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
^۳کارشناسی ارشد، شرکت سهامی آب منطقه‌ای، اصفهان، ایران
^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۰۹

چکیده

سنگ‌های پریدوتیتی لردگرم بخشی از کمپلکس‌های اولترابازیک در جنوب خاور ایران هستند. این سنگ‌ها بیشتر شامل هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، و مقادیر کمی لیستونیت و منیزیت‌های ثانویه هستند. مطالعات تفصیلی میکروپروب روی کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها مقادیر بسیار بالای $Mg\#(51.2-65.63)$ و $Cr\#(39.9-64.0)$ و مقادیر پایین TiO_2 (میانگین ۰/۰۵ درصد وزنی) را نشان می‌دهند. مقدار $Fe^{3+}\#$ در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها بسیار پایین ($>0/02$ درصد وزنی) است که نشان‌دهنده تبلور در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن است. همچنین ترکیب الومین‌ها از نوع فورستریت ($FeO\ 90.97-92.63$)، ارتوپیروکسن‌ها از نوع انستاتیت، کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اسپینل‌ها از نوع آلومینیم کروم‌دار هستند. ترموبارومتري کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن، دمای تعادل دوباره پریدوتیت‌ها را 110 ± 60 درجه سانتی‌گراد در فشار ۲۶ کیلو بار نشان می‌دهد. نمودارهای جداکننده محیط زمین ساختی برای دونیت‌ها محیط ابرفرورانشی از نوع پیش کمان و برای هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها ویژگی‌های پریدوتیت‌های آیبسال را نشان می‌دهند.

کلیدواژه‌ها: کروم اسپینل، لردگرم، حاجی آباد، پریدوتیت، ابرفرورانشی.

نویسنده مسئول: محمد پوستی

E-mail: m.poosti@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

کانی‌های کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها، به دلیل مقاومتی که در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهند، بیشتر در این سنگ‌ها بدون تغییر حفظ شده‌اند؛ به گونه‌ای که می‌توان از آنها به عنوان شاخص‌های پتروژنی قابل اعتمادی به منظور تعیین ترکیب سنگی گوشته اولیه (حتی در سنگ‌های فرابازی به شدت سرپانتینی شده) استفاده کرد (Ahmed et al., 2009; Ismail et al., 2010; Xu et al., 2012). همچنین، شیمی کانی‌های کروم اسپینل و کانی‌های سیلیکاتی همراه آنها در پریدوتیت‌ها می‌تواند در تعیین ترکیب مذاب مادر این سنگ‌ها، جایگاه زمین ساختی، درصد ذوب بخشی، میزان فوگاسیته اکسیژن (fO_2)، ماهیت افیولیتی یا غیر افیولیتی آنها، واکنش مذاب/سنگ و غیره به کار برده شود (Dai et al., 2011; Grieco et al., 2007 and 2012; Pagé et al., 2012; Park et al., 2012; Ulrich et al., 2010; Whattam et al., 2011; Xu et al., 2012). مجموعه سنگ‌های اولترابازیک لردگرم بیشتر از هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، لیستونیت تشکیل یافته است. تاکنون مطالعات دقیقی در مورد مینرال شیمی کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها و ارتباط آنها با خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده آنها انجام نشده است. این پژوهش اولین تفسیر جامع در مورد کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌های اولترابازیک و توزیع آنها در سنگ‌های فرابازی کمپلکس لردگرم و هدف اصلی آن این است که با استفاده از ترکیب کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های سنگ‌های پریدوتیتی، منشأ و محیط زمین ساختی این کمپلکس تعیین، ماهیت بخش گوشته سنگ‌کره‌ای در این منطقه و بخشی از تاریخ تشکیل این مجموعه روشن و همچنین ماهیت این سنگ‌ها از دید تمرکز مقادیر اقتصادی از این عناصر مشخص شود.

۲- روش مطالعه

ضمن بازدیدهای صحرایی و برداشت اطلاعات مختلف از ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ساختاری واحدهای سنگی، نمونه‌برداری سیستماتیک برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی، آزمایش‌های تجزیه سنگ کل و شیمی کانی‌ها انجام و نقشه زمین‌شناسی از کمپلکس پریدوتیتی تهیه شد. مطالعات آزمایشگاهی دربردارنده مطالعات سنگ‌نگاشتی مقاطع نازک میکروسکوپی و صیقلی برای تعیین بافت سنگ‌ها و

ریزساختارهای آنهاست. به منظور انجام این کار، نمونه‌های با کمترین دگرسانی انتخاب، پودر و برای تجزیه شیمیایی، ۹ نمونه با کمترین دگرسانی برای تجزیه شیمیایی انتخاب شد. تجزیه شیمیایی برای اکسیدهای عناصر اصلی با روش XRF، عناصر فرعی و عناصر کمیاب و خاکی کمیاب با بهره‌گیری از فناوری ICP توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام پذیرفت. به منظور بررسی شیمی کانی‌ها، شماری مقطع نازک صیقلی تهیه شد و پس از انجام پوشش کربنی، کانی‌های آنها توسط دستگاه میکروسوند الکترونی JEOL مدل CAMEX SX 50 توسط شرکت فرآورده‌های معدنی کرج (ایمیدرو) با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kv و جریان پرتو ۱۰ میکرومتر مورد تجزیه قرار گرفت. زمان اندازه‌گیری برای اکسیدهای عناصر اصلی ۱۰ ثانیه و برای عناصر فرعی ۲۰ ثانیه در نظر گرفته شد و داده‌های خام با برنامه ZAF تصحیح شدند.

۳- زمین‌شناسی

از دیدگاه ساختاری منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری سنج-سیرجان (سیفوری پور، ۱۳۸۱ و آقاناتی، ۱۳۸۳) و در محدوده‌ای میان طول جغرافیایی $50^{\circ} 04' 50''$ تا $50^{\circ} 03' 59''$ خاوری و عرض جغرافیایی $28^{\circ} 21' 12''$ تا $28^{\circ} 20' 43''$ شمالی جای گرفته است (شکل ۱). ناحیه سنج-سیرجان به‌عنوان پرتکاپوترین پهنه ساختاری در ایران، بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ-همالیاست که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با بلوک‌های سیمیرین و جنوب اوراسیا شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Sengor, 1990; Alavi, 1996; Brunet et al., 2009). پیوستگی بلوک‌های تشکیل دهنده ایران به گندوانا بر پایه مشابَهت پی‌سنگ پان‌آفریکن، ویژگی توالی پروتروزوییک پسین و کامبرین در ناحیه زاگرس و نیز نبود اثرات رویداد واریسکن در بیشتر نقاط ایران زمین استوار است (Saidi et al., 1997). پهنه سنج-سیرجان نخستین بار توسط Stöcklin (1968) به‌عنوان ساختار خطی جداگانه و مرز صفحات ایرانی و عربی-آفریقایی تشخیص داده شد. پهنه سنج - سیرجان به وسیله منطقه باریک چند ده کیلومتری از سنگ‌های رورانده، از

کروم اسپینل‌های باقیمانده از سنگ منشا آنها هستند. درزه‌های قائم، ناشی از عملکرد فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه به ویژه گسل‌هاست. سنگ‌های اولترامافیک در این ناحیه در اثر عوامل زمین‌ساختی دچار شکستگی‌های زیادی شده‌اند؛ شکستگی‌ها به صورت موازی یا متقاطع و در بیشتر آنها تبدیل کانی‌های اولیه به سرپانتین دیده می‌شود و در همان محل شکستگی‌ها، سرپانتینی شدن صورت گرفته است. همچنین در برخی مناطق به خاطر بالا بودن فعالیت منطقه و فشارهای زمین‌ساختی سترگ وارد شده، تورق در سطح سنگ‌ها به شدت صورت گرفته است و رگه‌های ثانویه آهک در امتداد شکستگی‌های تکنونیزه تریق شده‌اند. گاه کانی‌سازی منیزیت نیز به صورت رگچه و رگه درون سنگ‌های اولترامافیک منطقه دیده می‌شود (شکل‌های ۲- e و f).

۴- سنگ‌نگاری

ترکیب متوسط مودال هارزبورژیت‌های کمپلکس لردگرم شامل ۸۰ تا ۹۰ درصد الیون و بیشینه ۱۰ درصد ارتوپروکسن است. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کروم اسپینل (حدود ۱ درصد) اشاره کرد. بافت این سنگ‌ها بیشتر دانه‌ای است و در آن بلورهای الیون درشت بیشتر ماکل مکانیکی و تغییر شکل نشان می‌دهند و مرز آنها با یکدیگر و با دیگر کانی‌های سازنده سنگ، به صورت منحنی‌های خمیده و میان‌انگشتی است. تیغه‌های جدایشی ریز از جنس کلینوپروکسن نیز در بلورهای ارتوپروکسن معمول است. از دیگر ساخت‌های موجود می‌توان به ساخت اکسلوشن و اعوجاج در بلورها اشاره کرد، همچنین در بسیاری موارد، ادخال‌های دانه‌ریز تا دانه‌متوسط از کانی الیون نیز درون ارتوپروکسن‌ها دیده می‌شود که ممکن است دارای شکستگی و گاه سرپانتینی شده باشد (شکل ۳).

ترکیب متوسط مودال لرزولیت‌های کمپلکس لردگرم شامل ۶۰ تا ۸۰ درصد الیون، ۱۰ تا ۱۵ درصد کلینوپروکسن و ۱۰ تا ۱۵ درصد ارتوپروکسن است. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کروم اسپینل (حدود ۱ درصد) اشاره کرد که در پیرامون آنها همانند دونیت‌ها، نوار باریکی از کانی کلریت کروم‌دار نوع کامریریت به رنگ تداخلی آبی جوهری و سرپانتین دیده می‌شود. بافت این سنگ‌ها نیز بیشتر دانه‌ای است و در آن بلورهای الیون بیشتر ماکل مکانیکی یا نوارهای شکنجی دارند و همه کانی‌های موجود در سنگ، اشکال دگرشکل از خود نشان می‌دهند. در برخی از لرزولیت‌ها پدیده خلیج خوردگی در نتیجه واکنش مذاب با بلورها رخ می‌دهد و بخشی از بلور، در ماگما هضم و به اصطلاح خورده می‌شوند. به عبارت دیگر، بلور در ژرفا و فشار زیادتر متبلور ولی در سطح زمین به علت ناپایداری، دچار خوردگی می‌شوند؛ در اینجا بلور ارتوپروکسن با ادخال‌هایی از الیون و حاشیه خلیجی دیده می‌شود. الیون‌ها نیز با برجستگی زیاد پیرامون ارتوپروکسن قرار گرفته‌اند. در این شرایط معمولاً ابتدا در مرحله اولیه ارتوپروکسن متبلور و سپس به دلیل نامساعد بودن شرایط محیطی و ترمودینامیکی مانند فشار، دما، بخار آب و غیره، شرایط تعادلی آن ناپایدار و دچار خوردگی و انحلال شده است که این انحلال پیرامون و حاشیه بلور به روشنی دیده می‌شود که شکل خلیجی و بی‌شکلی را به بلور ارتوپروکسن داده است (شکل ۳).

در حدود کمتر از ۵ درصد از حجم کل سنگ‌های فوق بازی اولترامافیک لردگرم پایین را دونیت‌ها به خود اختصاص داده‌اند. الیون مهم‌ترین کانی اولیه دونیت به شمار می‌رود و پس از آن ارتوپروکسن قرار می‌گیرد و معمولاً درصد کمی از کانی کدر به‌عنوان کانی فرعی در دونیت‌ها دیده می‌شود. این سنگ‌ها در سطح تازه شکسته شده به رنگ سبز تیره و در سطح هوازده، به علت تأثیر اکسایش به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. فراوانی مودال الیون در این سنگ‌ها بطور میانگین حدود ۹۰ درصد است و ارتوپروکسن ۷ درصد و کانی کدر حدود ۳ درصد از حجم این سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند (شکل ۳).

کمربند فعال چین‌خورده زاگرس در جنوب جدا می‌شود و مرز شمالی آن با کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر توسط فروافتادگی‌های سیرجان - گاوخونی، کویر تزلو و دشت‌های کواترنری اصفهان - بیجار مشخص می‌شود. کهن‌ترین رخنمون واحدهای سنگی پهنه سندرچ - سیرجان را در این برکه، واحدهای رسوبی - آتشفشانی اواخر ژوراسیک - اوایل کرتاسه تشکیل می‌دهد که می‌توان آنها را به سه بخش مجزا تفکیک کرد: الف) بخش زیرین که بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت و آندزیت‌بازالت تشکیل شده است. این واحد سنگی دگرسانی‌های کلریتی، اپیدوتی و سیلیسی گسترده‌ای دارد. ب) به سوی بالا از مقدار ترکیبات مافیک کاسته و به نهشته‌های رسوبی افزوده می‌شود. بنابراین بخش میانی تناوب سنگ‌های آتشفشانی و آهک‌های پلاژیک قهوه‌ای رنگ است. پ) بخش بالایی که از آهک پلاژیک کالیونلادار تشکیل شده است. برخورد دو پهنه ساختاری، نهشته‌های آمیزه‌های رنگین دربرگیرنده فیلش‌های کرتاسه پیشین، به همراه سنگ‌های اولترامافیک و فلیش‌های اتوسن دارای رخنمون است. پهنه سندرچ - سیرجان توسط یک منطقه با عرض متغیر از منطقه زاگرس چین‌خورده جدا می‌شود. این نوار به نسبت باریک را زیرپهنه زاگرس مرتفع یا خرد شده می‌نامند. پهنه یاد شده، ژرف‌ترین بخش فرورفتگی زاگرس را طی مزوزویک و اوایل تشریر شکل می‌دهد.

سنگ‌های اولترامافیک منطقه مورد مطالعه در پیرامون روستای لردگرم در فاصله ۱۵ کیلومتری حاجی آباد و در نزدیکی شهرستان ارزویه جای دارد. اولترامافیک‌های لردگرم شامل هارزبورژیت، لرزولیت مقدار کمی دونیت به سن تریاس گزارش شده است (سیفوری‌پور، ۱۳۸۱) واحدهای مجاور آن شامل رسوبات موجود در دشت‌ها به سن کواترنری و مجموعه‌های رسوبی و بازیک (چرت‌های رادیولاریت‌دار، آهک‌های پلاژیک دوباره متبلور شده، دایک دولریتی، گدازه‌های بالشی و ...) به سن کرتاسه - پالئوژن گزارش شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۰؛ احمدی‌پور، ۱۳۷۹) که در پیرامون اولترامافیک‌ها قرار گرفته‌اند. واحدهای آمیزه رنگین در سطح گسترده‌ای در استان هرمزگان رخنمون دارند و آنها را مربوط به پایان دوران مزوزویک می‌دانند. لایه‌های سری فیولیتی از بالا به پایین شامل گدازه‌های آتشفشانی بالشی شکل و بازالتی که روی آنها معمولاً رسوبات آهکی پلاژیک و رادیولاریت نواحی ژرف دریا قرار می‌گیرد، دلریت‌ها، گابروها و پریدوتیت‌ها هستند.

هارزبورژیت‌ها بیشتر نقاط مرتفع منطقه را تشکیل می‌دهند. سختی به نسبت بالایی دارند، نسبت به دیگر سنگ‌های منطقه هوازدگی کمتری را تحمل کرده‌اند و فرایند سرپانتینی شدن را با درجات مختلفی نشان می‌دهند. بر اثر سرپانتینی شدن، سطح برخی از این سنگ‌ها، حالت صابونی پیدا کرده و بیشتر رنگ سبز تیره به خود گرفته‌اند. سرپانتینی شدن بیشتر در محل شکستگی به دلیل نفوذ سیال‌ها و تأثیر بیشتر آنها درون شکستگی‌هاست. در نمونه دستی پروکسن‌ها تقریباً قابل تشخیص هستند، رنگ این گروه از سنگ‌ها کاملاً سبز تیره است و در محل شکستگی‌ها کاملاً سیاه هستند (شکل ۲). دونیت‌ها در نمونه دستی زرد رنگ تا نخودی ولی در برخی نمونه‌ها کاملاً تیره و سبز دیده شده‌اند. رنگ زرد دونیت‌ها بیشتر به خاطر فرایند سرپانتینی شدن است. در برخی نقاط دونیت‌ها به رنگ سیاه، زرد، سرخ و قهوه‌ای دیده می‌شوند که می‌توان آن را به آزاد شدن آهن و تشکیل اکسیدهای آهن نسبت داد. فرایند سرپانتینی شدن سطح سنگ‌ها را براق کرده است. سختی دونیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها کمتر است. در شرایط سطحی دونیت‌ها پایداری کمتری دارند. لرزولیت‌ها در صحرا به رنگ سرخ قهوه‌ای تا زرد پررنگ دیده شده‌اند. هوازدگی بر این سنگ‌ها نیز تأثیر گذاشته است؛ به‌صورتی که در برخی مناطق به‌صورت تپه‌های فرسایشی دیده شده‌اند. لیستونیت‌ها در اثر کرناتی شدن سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده ایجاد می‌شوند. گاه در این سنگ‌ها، شبکه‌های سرپانتینی باقیمانده از سنگ اولیه، که احتمالاً دونیت‌های سرپانتینی شده هستند، هنوز قابل تشخیص است. لیستونیت‌ها دارای کانی سرپانتین، کلسیت، دولومیت و کوارتز به همراه

۵- شیمی سنگ کل پریدوتیت‌ها

کل سنگ‌های مورد مطالعه از دید مقادیر سیلیس در محدوده اولترابازیک ($42.70\% < \text{SiO}_2 < 41.00\%$) قرار می‌گیرند. هارزبورژیت‌های لردگرم دارای مقادیر Al_2O_3 میان 0.7 تا 1.3 درصد وزنی، MgO میان 3.85 تا 42.80 درصد وزنی، CaO میان 0.5 تا 1.4 درصد وزنی و Fe_2O_3 میان 10.7 تا 12.4 درصد وزنی دارند (جدول ۱). افزایش مقادیر MgO را می‌توان به افزایش درجه تهی‌شدگی از هارزبورژیت‌ها به سوی دونیت‌ها نسبت داد (Parkinson and Pearce, 1998; Zhou et al., 2001).

۶- شیمی کانی‌ها

به‌منظور مطالعه شیمی کانی‌ها در مجموع ۴۳ تجزیه میکروپروب روی کروم اسپینل، الیون، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در سنگ‌های مختلف هارزبورژیتی، لرزولیتی و دونیت‌ها انجام گرفت که نتایج در جدول‌های ۲ تا ۴ آورده شده است.

۶-۱. کروم اسپینل

کانی‌های کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها در بیشتر موارد بدون تغییر باقی مانده‌اند و همچنین هیچ گونه منطقه‌بندی ترکیبی از مرکز به سوی حاشیه از خود نشان نمی‌دهند و به کمک آنها می‌توان ترکیب شیمیایی اولیه سنگ‌های پریدوتیتی را تعیین کرد. در دونیت‌ها، مقدار Cr_2O_3 کروم اسپینل‌ها در محدوده بسیار کمی میان 49.69 تا 53.3 درصد وزنی (میانگین 51.72 درصد) تغییر می‌کند؛ در حالی که این مقدار در هارزبورژیت‌ها میان 34.53 تا 35.83 درصد (میانگین 35.08 درصد) و در لرزولیت‌ها میان 38.86 تا 41.06 (میانگین 39.88 درصد) متغیر است. مقدار Cr_2O_3 در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها بسیار نزدیک به یکدیگر است؛ ولی نسبت به دونیت‌ها مقادیر بسیار پایین‌تری دارد (جدول ۲). مقدار Al_2O_3 در کروم اسپینل‌های دونیت‌ها پایین و میان 19.91 تا 20.30 درصد (میانگین 20.11 درصد) است. این در حالی است که مقدار این اکسید در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها بیشتر از دونیت‌ها و به ترتیب میان 34.56 تا 34.86 درصد (میانگین 34.70 درصد) و 29.55 تا 30.16 درصد (میانگین 29.84 درصد) متغیر است. در نمودار Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 یک ارتباط منفی میان همه نمونه‌های دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت برقرار است (شکل ۴- b). در دونیت‌ها، مقدار FeO کروم اسپینل‌ها در محدوده 16.26 تا 18.51 درصد وزنی (میانگین 17.31 درصد) تغییر می‌کند؛ در حالی که این مقدار در هارزبورژیت‌ها میان 13.46 تا 13.74 درصد (میانگین 13.55 درصد) و در لرزولیت‌ها میان 16.35 تا 16.58 (میانگین 16.48 درصد) متغیر است. مقدار MgO بر عکس است؛ به‌گونه‌ای که مقدار آن در کروم اسپینل‌های دونیت‌ها در محدوده 11.08 تا 11.00 درصد وزنی (میانگین 11.04 درصد) تغییر می‌کند؛ در حالی که این مقدار در هارزبورژیت‌ها میان 14.89 تا 15.08 درصد (میانگین 14.98 درصد) و در لرزولیت‌ها میان 12.74 تا 13.50 (میانگین 12.89 درصد) متغیر است. در نمودار FeO در برابر MgO (شکل ۴- a) و نمودار Cr_2O_3 در برابر MgO (شکل ۴- c) نیز ارتباط منفی میان اکسیدها به خوبی نمایان است. در نمودار Al_2O_3 در برابر MgO نیز لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها در محدوده با تهی‌شدگی متوسط و دونیت‌ها در محدوده با بیشترین تهی‌شدگی قرار می‌گیرند (شکل ۴- d). مقدار TiO_2 در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مورد مطالعه بسیار پایین (میانگین 0.08 درصد) است (جدول ۲). بر پایه مطالعات Zhou and Bai (1992) می‌توان بر پایه میزان TiO_2 موجود در کروم اسپینل‌های کانسارهای لایه‌ای و نیامی‌شکل (پودیفرم)، این دو را از یکدیگر جدا کرد؛ به‌گونه‌ای که مقدار TiO_2 در کانسارهای نیامی‌شکل کمتر از 0.3 درصد و در انواع لایه‌ای شکل بیشتر از 0.3 درصد است؛ زیرا در طی ذوب بخشی گهشته بالایی، Ti به‌شدت وارد مذاب می‌شود (Jan and Windley, 1990).

مقادیر $[\text{Cr}]/[\text{Cr}+\text{Al}]$ در دونیت‌ها بالاترین مقدار را دارد (62.00 تا 64.00 و میانگین 63.00 درصد)؛ در حالی که در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها مقدار این متغیر به ترتیب میان 39.9 تا 41.02 درصد (میانگین 40.3 درصد) و 48.28 تا 46.64 درصد (میانگین 47.54 درصد) متغیر است. در برابر آن، مقادیر

$[\text{Mg}]/[\text{Mg}(\text{Mg}+\text{Fe})]$ در دونیت‌ها کمترین مقدار را دارد (51.2 تا 51.97 و میانگین 51.56 درصد)؛ در حالی که مقدار این متغیر در هارزبورژیت‌ها میان 65.24 تا 65.63 درصد (میانگین 65.40 درصد) و در لرزولیت‌ها میان 57.06 تا 60.37 درصد (میانگین 57.02 درصد) در تغییر است. در نمودار $\text{Mg}\#$ در برابر $\text{Cr}\#$ (شکل ۸- a) همه نمونه‌های پریدوتیتی در محدوده پریدوتیت‌های آلی قرار می‌گیرند. در این نمودار، بیشتر کروم اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها، لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها در محدوده کروم اسپینل‌های با Al بالا قرار گرفته‌اند. از نکات قابل توجه در نمودارهای یاد شده می‌توان به تغییرات بسیار محدود کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها و ترکیب بسیار نزدیک کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها اشاره کرد.

۶-۲. الیون‌ها

کانی الیون از فراوان‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه است. طبق نمودار شکل ۵ همه نمونه‌ها در محدوده فورستریت قرار می‌گیرند. ترکیب شیمیایی چند نمونه از الیون‌های موجود در سنگ‌های دونیت، هارزبورژیت و لرزولیتی این سنگ‌ها در جدول ۳ آورده شده است. در دونیت‌ها الیون دارای بیشترین مقدار فورستریت بوده و حدود تغییرات این متغیر در دونیت‌ها بسیار محدود است ($\text{Fo } 91.76 - \text{Fo } 92.63$) همچنین در هارزبورژیت‌ها ترکیب شیمیایی الیون میان $\text{Fo } 90.97 - \text{Fo } 92.52$ تغییر می‌کند و در لرزولیت‌ها میان $\text{Fo } 91.95 - \text{Fo } 92.12$ متغیر است.

۶-۳. پیروکسن‌ها

فرمول ساختاری ارتوپیروکسن‌ها بر پایه ۴ کاتیون به ازای ۶ اتم اکسیژن با فرمول عمومی $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}, \text{Na}) (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}) (\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$ به دست آمده است. ترکیب اعضای انتهایی ارتوپیروکسن‌ها میان $\text{En } (0.89-0.99)$ $\text{Fs } (0.04-0.08)$ ، $\text{Wo } (0.02-0.07)$ میان $0.93-0.99$ به دست آمده است. ترکیب ارتوپیروکسن‌ها در نمودار Fs-En-Wo (Deer et al., 1992) نشان می‌دهد که همه نقاط در گستره انستاتیت جانمایی شده‌اند (شکل ۶). فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها بر پایه ۴ کاتیون به ازای ۶ اکسیژن با فرمول عمومی $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}, \text{Na}) (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}) (\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$ به دست آمده است. عدد منزیمی $\text{Mg}\#$ کلینوپیروکسن‌ها میان $0.78-0.94$ تغییر می‌کند. مقدار درصد وزنی Cr_2O_3 در این کانی‌ها میان $0.84-4.37$ درصد وزنی است (جدول ۴). ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Fs-En-Wo (Deer et al., 1992) در محدوده دیوپسید و اوژیت قرار می‌گیرد (شکل ۶).

۷- بحث

۷-۱. تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها

کانی اسپینل از جمله فازهای تشکیل دهنده پریدوتیت‌های گهشته‌ایست که مقاومت بالایی در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهد (Arai, 1994)؛ ترکیب شیمیایی اسپینل می‌تواند برای تمایز جایگاه زمین‌ساختی جهانی پریدوتیت‌های گهشته‌ای مفید باشد؛ با توجه به موقعیت زمین‌ساختی، افولیت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگونی از جمله در دو محیط MOR و ابر فرورانشی (SSZ) تشکیل می‌شوند (Pearce et al., 2000; Shervais, 2001). افولیت‌های SSZ می‌توانند در هر دو پهنه Backarc basins, Forearc basins شکل بگیرند (Shervais, 2001).

هارزبورژیت‌های مورد مطالعه دارای الیون‌های غنی از Mg ($\text{Fo } 91.6-98.8$) اسپینل‌های کروم‌دار ($\text{Cr}\#$ 39.92-41.02) و اورتوپیروکسن‌های آلومینیم‌دار هستند که همه اینها از ویژگی‌های شاخص پریدوتیت‌های اقیانوسی (آبیسال) است (Dick and Bullen, 1984). هارزبورژیت‌های مورد مطالعه همانند پریدوتیت‌های اقیانوسی، سنگ‌های بازماندی (تفاله‌ای) هستند که پس از خروج ماگماهای توله‌ایستی از یک گوشته بارور به جای مانده‌اند (Zhou et al., 1996; Zhou and Robinson, 1997). کروم اسپینل‌های پراکنده موجود در هارزبورژیت منشأ بازماندی دارند و در نمودار $\text{Mg}\#$ در برابر $\text{Cr}\#$

از میزان ذوب بخشی به دست آورد. معمولاً چندین متغیر ترکیبی برای نمونه Cr# اسپینل و Fo الیون برای برآورد درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها توسط خروج مذاب از آنها استفاده می‌شود (Dick and Bullen, 1984). یک سری معادلات تجربی در مورد ارتباط میان درجه ذوب بخشی و میزان Cr# در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیتی (Batanova et al., 2008) و پریدوتیت‌های اقیانوسی (Hellebrand et al., 2001) ارائه شده است. بر پایه معادله ارائه شده توسط Batanova et al. (2008) $(F\% = 9.71 * \ln(Cr\#_{spl}) + 25.8)$ پریدوتیت‌های مورد مطالعه درجه ذوب بخشی میان ۲۱/۶ تا ۲۲/۴ را تحمل کرده‌اند. این در حالی است که بر پایه معادله ارائه شده توسط Hellebrand et al. (2001) $(F\% = 10 * \ln(Cr\#_{spl}) + 24)$ مقدار یادشده بیش از ۱۹/۴ تا ۱۹/۸ درصد بوده که کمی کمتر از مقادیر به دست آمده پیشین است. مطالعات انجام شده در کمپلکس آبدشت یکی از کمپلکس‌های فرابازی بزرگ در جنوب خاور ایران (نجف‌زاده و احمدی‌پور، ۱۳۹۳)، نیز نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های این ناحیه درجات بالای ذوب بخشی ۲۰ تا ۲۵ درصد و منبع گوشته ای را نشان می‌دهند که از یک ماگمای مرتبط با کمان با ماهیت بونینیتی در بالای یک پهنه فرافروانش به وجود آمده است.

۷-۳. دما فشارسنجی پریدوتیت‌ها

با استفاده از نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، تعیین فشار و دما در زمان تبلور کانی‌ها در پریدوتیت‌ها با دماسنجی زوج کانی کلینوپیروکسن - ارتوپیروکسن (Wood and Banno, 1973)، الیون - اسپینل و فشارسنجی کلینوپیروکسن، محاسبات دما - فشارسنجی با استفاده از نرم‌افزار PETMAFIC (Soto, 1995) انجام گرفت. فرمول محاسبه دماسنجی که توسط Wood and Banno (1973) ارائه شده است عبارتند از:

$$Tc = (-10202 / (\ln K) - 7.65 X_{Fe}^{Opx} + 3.88 (X_{Fe}^{Opx})^2 - 4.6) - 273.15$$

$$K = \alpha Mg_2Si_2O_6^{Cpx} / \alpha Mg_2Si_2O_6^{Opx} = (X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1})^{Cpx} / (X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1})^{Opx}$$

که در این معادله میزان فعالیت $Mg_2Si_2O_6$ در پیروکسن با استفاده از رابطه $\alpha Mg_2Si_2O_6 = X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1}$ و میزان تأثیر Fe^{2+} در پیروکسن‌های معمولی با در نظر گرفتن عبارت $X_{Fe}^{Opx} = (Fe_2 / (Fe_2 + Mg))^{Opx}$ به دست می‌آید. این معادله میانگین دمای تعادل کانی‌های ارتوپیروکسن - کلینوپیروکسن همزیست را برای تعیین فشار حاکم بر پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه از معادله ارائه شده توسط Nimis and Taylor (2000) استفاده شده است:

$$P(Kbar) = T(K) 126.9 * \ln[a_{CaCrS_3}^{Cpx}] + 15483 * \ln(Cr^{Cpx} / T(K) + T(K) / 71.38 + 107.8)$$

$$(Na+K)a_{CaCrS_3}^{Cpx} = Cr - 0.81Cr\#$$

فشار به دست آمده از این روش برای پریدوتیت‌های مورد مطالعه $26 \pm 2/5$ کیلوبار است.

۷-۴. دماسنجی بر پایه الیون - اسپینل

دماسنجی الیون - اسپینل برای اولین بار توسط Evans and Frost (1975) برای سنگ‌های لرزولیت به کار گرفته شد. اساس این روش دماسنجی بر جابه‌جایی Mg و Fe میان الیون و اسپینل است. جابه‌جایی این کاتیون‌ها در کانی‌های الیون و اسپینل در سنگ‌های پریدوتیتی حتی در زمان سرد شدن کامل این سنگ‌ها و دماهای بسیار پایین نیز ادامه می‌یابد و مانند دیگر روش‌های دماسنجی، پیروکسن‌های همزیست در دماهای بالا قطع و ثابت نمی‌شوند. چندین روش دماسنجی را می‌توان در این بخش نام برد (Fabries, 1979; Ballhaus et al., 1991). در روش ارائه شده توسط Fabries (1979) که بر پایه تبادل Mg ، Fe^{2+} ، Fe^{3+} و Cr استوار است و عامل فشار تأثیر ندارد، بر پایه معادله زیر به دست می‌آید:

$$Tc = ((4250 * Y_{Spl}^{Cr} + 1343) / (\ln K_{D2} - 1.825 * Y_{Spl}^{Cr} * 0.571)) - 273$$

$$KD2 = \ln K_{D1} - 4 * Y_{Spl}^{Fe^{3+}}$$

$$KD1 = (X_{Ol}^{Mg} * X_{Spl}^{Fe^{2+}}) / (X_{Spl}^{Mg} * X_{Ol}^{Fe^{2+}})$$

محدوده پریدوتیت‌های آلپی قرار می‌گیرند (شکل ۸-ا). الیون موجود در دوتیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها میزان فورستریت بالاتری دارد (Fo 91.77-92.02) و میزان کروم اسپینل‌های پراکنده موجود در دوتیت‌ها به گونه‌ای غیر متعارف میزان Cr# بسیار بالایی دارند (Cr#62.60-64.01) مقادیر بالای Cr در کروم اسپینل‌ها ($Cr\# > 70$) از ویژگی ماگماهای بونینیتی یا ماگماهای توله‌ایتی با Mg بالاست (شکل ۸-ب) که در محیط پهنه بالای مناطق فرورانش (Suprasubduction) تشکیل می‌شوند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1992; Arai et al., 2006). برای تعیین منشأ ماگما و نیز تعیین جایگاه زمین‌ساختی کمپلکس‌های فرابازی می‌توان از ترکیب شیمیایی کروم اسپینل استفاده کرد (Dick and Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001). برای نمونه می‌توان از مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 موجود در اسپینل‌های ماگمایی برای جدایش انواع مختلف ماگما، موقعیت زمین‌ساختی و منشأ گوشته‌ای آنها استفاده کرد (Kamenetsky et al., 2001). با انطباق مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مورد مطالعه در محدوده کمان و پریدوتیت‌های بالای پهنه فرورانش (Suprasubduction) جای می‌گیرند (شکل ۷-ا). همچنین در نمودار TiO_2 در برابر Fe_2O_3 بیشتر نمونه‌ها در محدوده افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش جانمایی می‌شوند (شکل ۷-ا). از سوی دیگر با انطباق ترکیب کروم اسپینل‌های پریدوتیت‌ها در نمودار Cr# در برابر TiO_2 همه نمونه‌ها در محدوده کمپلکس‌های افیولیتی جای می‌گیرند (شکل ۷-ب). همچنین در نمودار Cr# در برابر Mg# کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها، بیشتر نمونه‌ها در محدوده افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش جانمایی می‌شوند (شکل ۸-ا و ۸-ب). در نمودار Mg# در برابر Cr#، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پریدوتیت‌های Fore-arc جانمایی می‌شوند. در این نمودار محدوده پریدوتیت‌های آبیسال از Dick and Bullen (1984)، محدوده پریدوتیت‌های Fore-arc از (Ishii et al., 1992) و O'Hara and Ishii (1998) و محدوده بونینت‌ها از (Dick and Bullen, 1984) است و علامت فلش‌های دوسویه برای مشخص کردن تغییرات ترکیب Sp-Ol و Sp-Prx برگرفته از (Bédard and Hébert, 1998) است (شکل ۸-ج) و در نمودار Mg# الیون‌های همزیست با کروم اسپینل‌ها در برابر Cr# اسپینل‌ها، دوتیت‌ها در محدوده SSZ و هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال قرار می‌گیرند (شکل ۸-د).

۷-۲. درجه ذوب بخشی پریدوتیت‌ها

در پریدوتیت‌ها معمولاً درجه ذوب‌شدگی از کمتر از ۵ درصد تا حدود ۳۰ درصد رخ می‌دهد (McDonough and Frey, 1989). با افزایش درجه ذوب بخشی سنگ‌های تهی شده یا به بیان دیگر سنگ‌های پریدوتیتی مادر در گوشته بالایی، درصد مودال الیون به تدریج افزایش، میزان کلینوپیروکسن به سرعت کاهش و میزان ارتوپیروکسن نیز در ابتدا به آرامی ولی پس از ناپدید شدن کلینوپیروکسن به سرعت کاهش می‌یابد. این تغییرات، بسته به ترکیب اولیه سنگ مادر در محدوده ۱۵ تا ۳۰ درصد از درجه ذوب‌شدگی رخ می‌دهد (Jaques and Green, 1980). در طول پدیده ذوب بخشی، نه تنها نسبت فازهای موجود در تفاله کم و زیاد می‌شود؛ بلکه ترکیب هر فاز نیز تغییر می‌کند. برای نمونه، نسبت Mg/Fe در الیون و پیروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Al در اسپینل‌ها افزایش می‌یابد؛ در حالی که میزان Al ، Na و Ti پیروکسن کم می‌شود (Jaques and Green, 1980) که این امر نشان‌دهنده آن است که عناصر ماگمادوست مانند Al ، Fe و Ti و آلکالی‌ها تمایل دارند که به مذاب وارد شوند؛ ولی عناصر دیرگداز مانند Mg و Cr تمایل دارند که در تفاله باقی بمانند. بنابراین ترکیب مودال و نیز شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای، می‌تواند شاخصی از درجه ذوب‌شدگی و یا تهی‌شدگی این سنگ‌ها باشد. پریدوتیت‌های به‌شدت دیرگداز یعنی هارزبورژیت‌ها و دوتیت‌ها که در گوشته سنگ‌کره‌ای اقیانوسی یا قاره‌ای یافت می‌شوند، سنگ‌هایی هستند که در نتیجه درجات بالای ذوب بخشی یک گوشته همگن تشکیل می‌شوند (Dick and Bullen, 1984). به کمک ترکیب شیمیایی کانی‌های کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها می‌توان یک برآورد اولیه

۸- نتیجه گیری

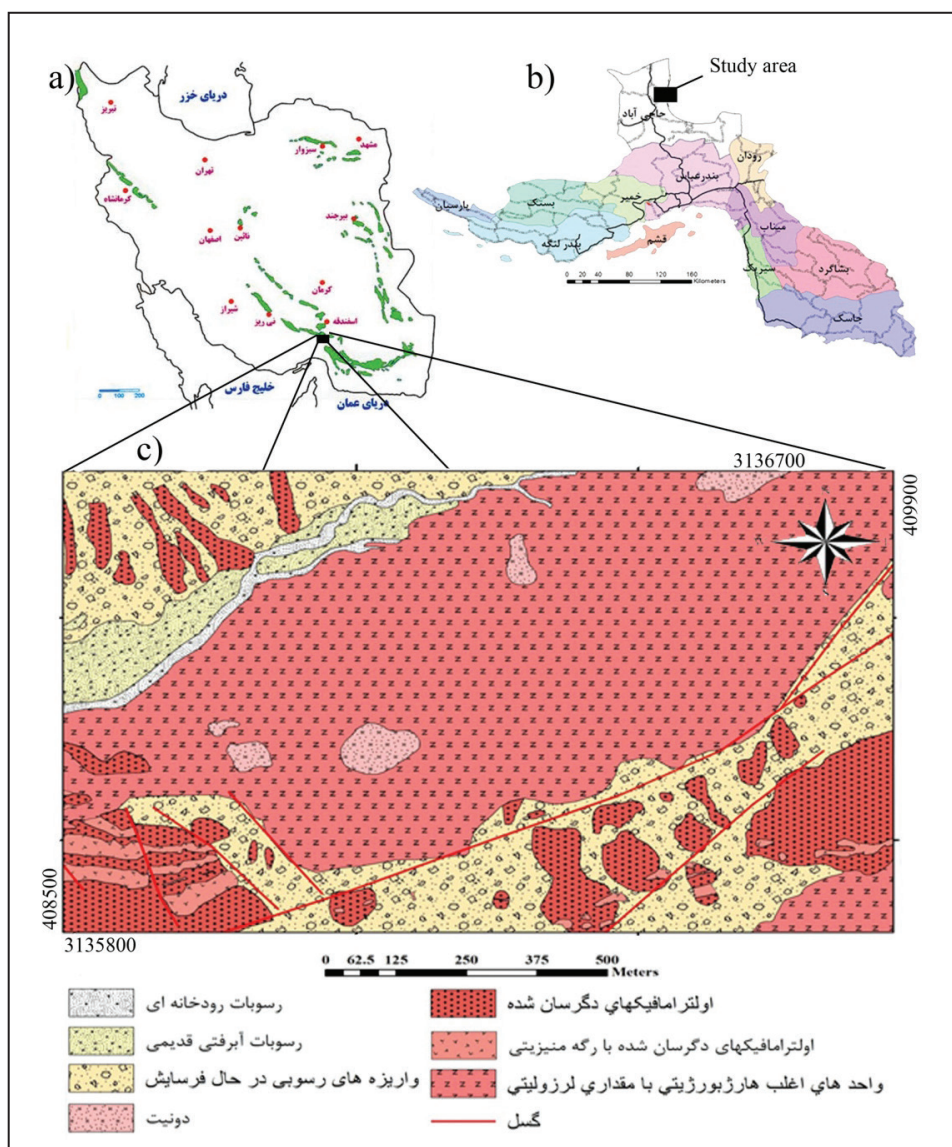
مطالعات شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های لردگرم از نوع پریدوتیت‌های تفاله گوشته‌ای هستند که در نتیجه ذوب بخشی ۲۰ تا ۲۵ درصدی از یک گوشته بارور با ترکیب احتمالی لرزولیتی به وجود آمده‌اند. بر پایه شیمی اسپینل و الیون به نظر می‌رسد که دو نوع پریدوتیت ابرفرورانشی نوع پیش کمان و آیسال در منطقه وجود دارد. ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت مورد مطالعه در محدوده نوع آلپی قرار می‌گیرد و نیز مقادیر بالای $Ct\#$ و مقادیر بسیار پایین TiO_2 در کانی‌های یادشده نشان‌دهنده یک محیط پهنه بالای فرورانش است و در منطقه فرورانشی SSZ در جلوی کمان (Forearc) تشکیل شده‌اند. دما فشارسنجی کانی‌های کلینوپروکسن ارتوپروکسن، میانگین دمای تعادل دوباره 60 ± 1100 درجه سانتی‌گراد را در فشار ۲۵ کیلو بار نشان می‌دهد.

دمای به دست آمده با این روش برای پریدوتیت‌های مورد مطالعه ۹۲۰ درجه سانتی‌گراد است. از سوی دیگر با روش ارائه شده توسط Ballhaus et al. (1991) که در آن عامل فشار نیز تأثیرگذار است، دماسنجی از راه رابطه زیر به دست می‌آید:

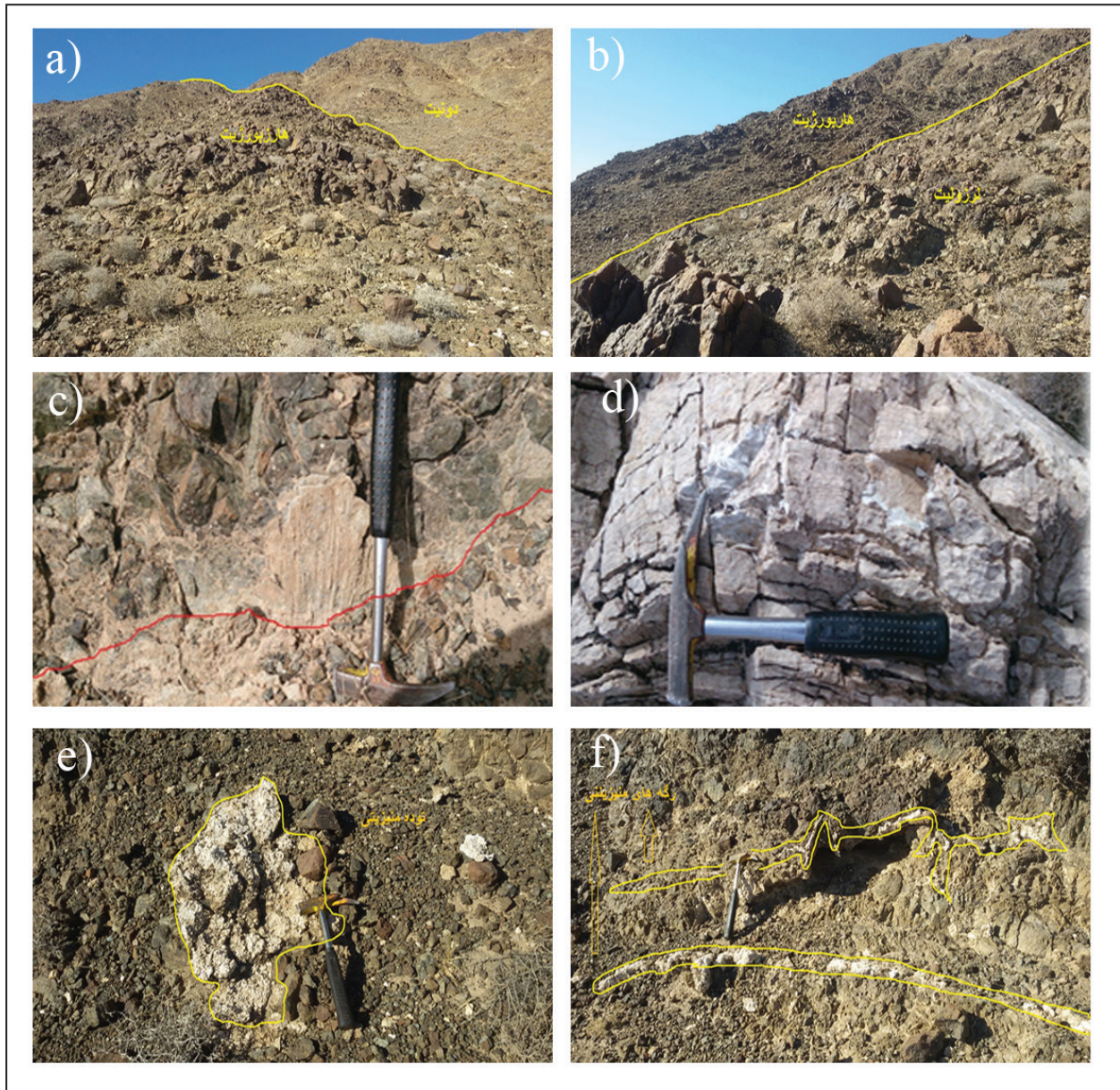
$$Tc = A + [161.50 \cdot X_{Spl}^{Cr} + (25150 \cdot (X_{Spl}^{Fe^{3+}} + X_{Spl}^{Ti}))] / R \cdot \ln K_{DI} + 4.705 - 273.15$$

$$A = 6350 + 280 \cdot P_{Gpa} + [(7000 + 108 \cdot P_{Gpa}) \cdot (1 - 2 \cdot X_{Ol}^{Fe^{3+}})] - 1960 \cdot (X_{Spl}^{Mg} - X_{Spl}^{Fe^{3+}})$$

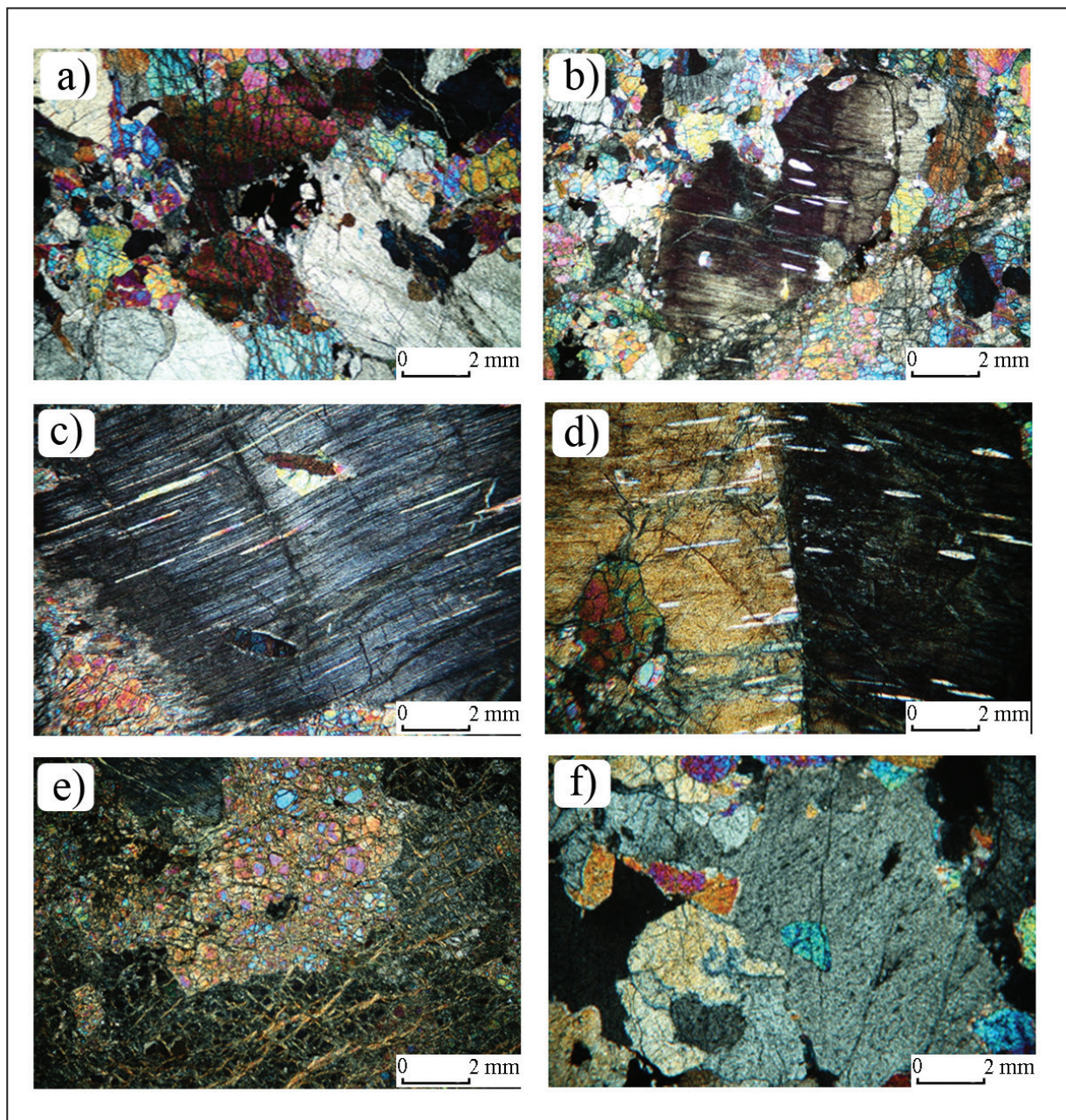
طبق این روش دمای به دست آمده حدود ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۲۵ کیلو بار و ۸۷۲ درجه سانتی‌گراد در فشار ۱۵ کیلو بار است. نتایج، اختلاف دمایی را میان دمای تعادل دوباره به دست آمده از دماسنج دو پروکسن و دماسنج الیون-اسپینل نشان می‌دهند که این اختلاف می‌تواند نشان‌دهنده آن باشد که کانی‌های الیون و اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها در دمای پایین‌تری نسبت به پروکسن‌های همزیست خود به تعادل رسیده‌اند.



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پراکندگی افیولیت‌ها و آمیزه رنگین‌های ایران؛ (b) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه جغرافیایی استان هرمزگان؛ (c) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی حاجی‌آباد.

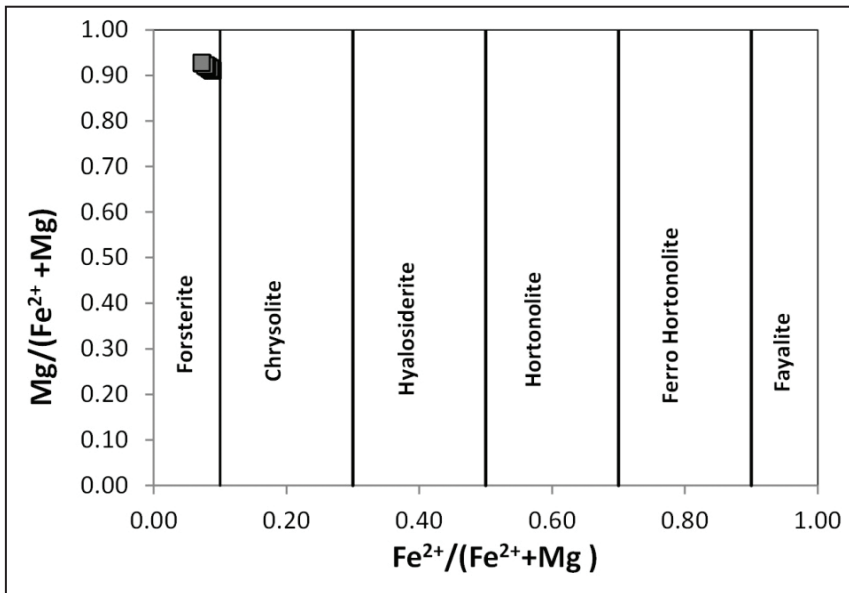
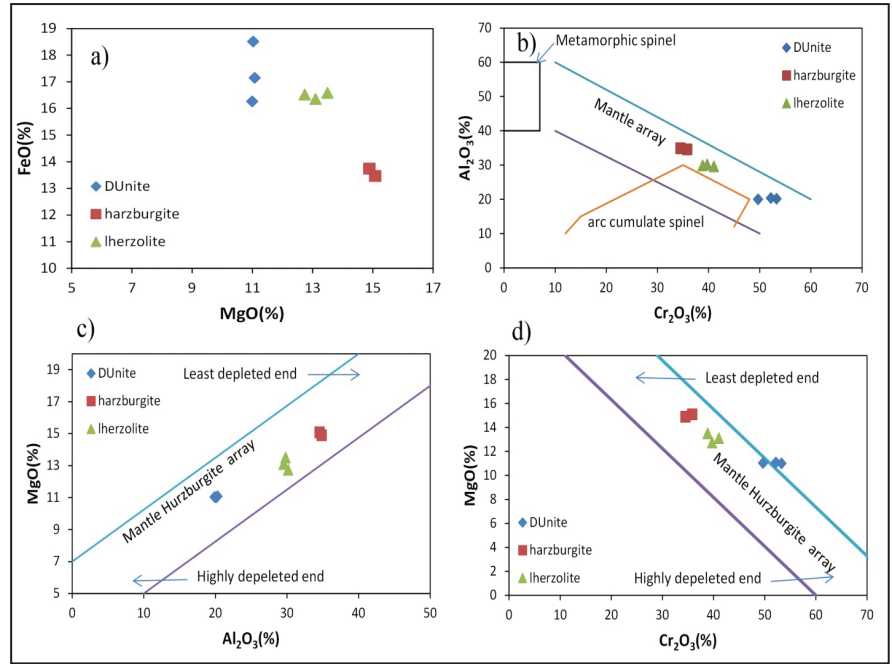


شکل ۲- (a) محل همبری و برونزد سنگ‌های هارزبورژی و دوتیت؛ (b) محل همبری و برونزد سنگ‌های هارزبورژی و لردولیتی؛ (c) گسل‌های وارون در سنگ‌های اولترامافیک که در امتداد آنها سرپانتینیزاسیون صورت گرفته و در برخی موارد به وسیله کانی‌های ثانویه پر شده است، دید به سوی شمال؛ (d) برونزد سنگ‌های لیستونیتی در شمال منطقه مورد مطالعه؛ (e) و (f) نمایی از کانی‌های ثانویه منیزیت موجود در منطقه لردگرم.



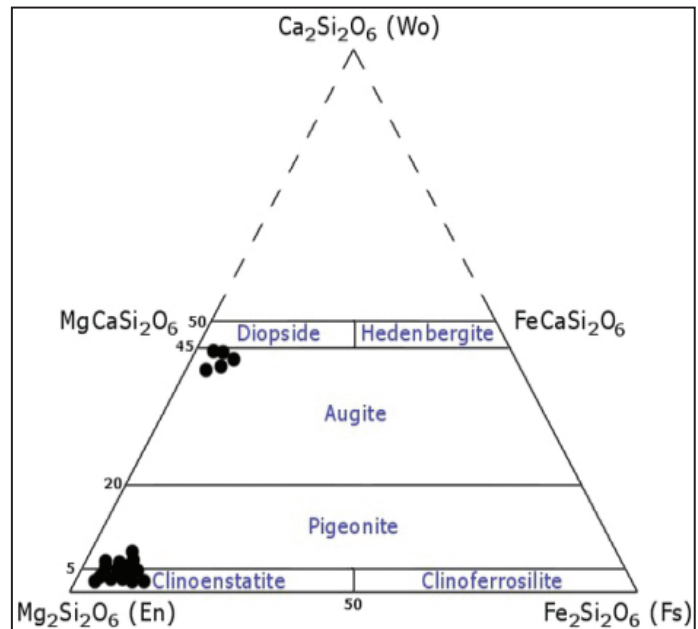
شکل ۳- (a) سنگ هارزبورژیت که در آن کانی الیون و ارتوپروکسن کانی‌های تیره یا کدر را دربر گرفته‌اند؛ (b) هارزبورژیت با حالت اعوجاج و خم‌شدگی بلور ارتوپروکسن؛ (c) لرزولیت با بافت اکسلوشن که تیغه‌های کلینوپروکسن در بلور ارتوپروکسن قرار گرفته است؛ (d) بلور ارتوپروکسن در سنگ لرزولیتی دارای ادخال الیون که حالت کینگ‌باند و اکسلوشن نشان می‌دهد؛ (e) بلورهای الیون خرد شده که در میان بلورها، سریانتین دیده می‌شود. همچنین در این تصویر پیرامون الیون را ارتوپروکسن در بر گرفته است؛ (f) سنگ دونیتی به همراه بلور ارتوپروکسن.

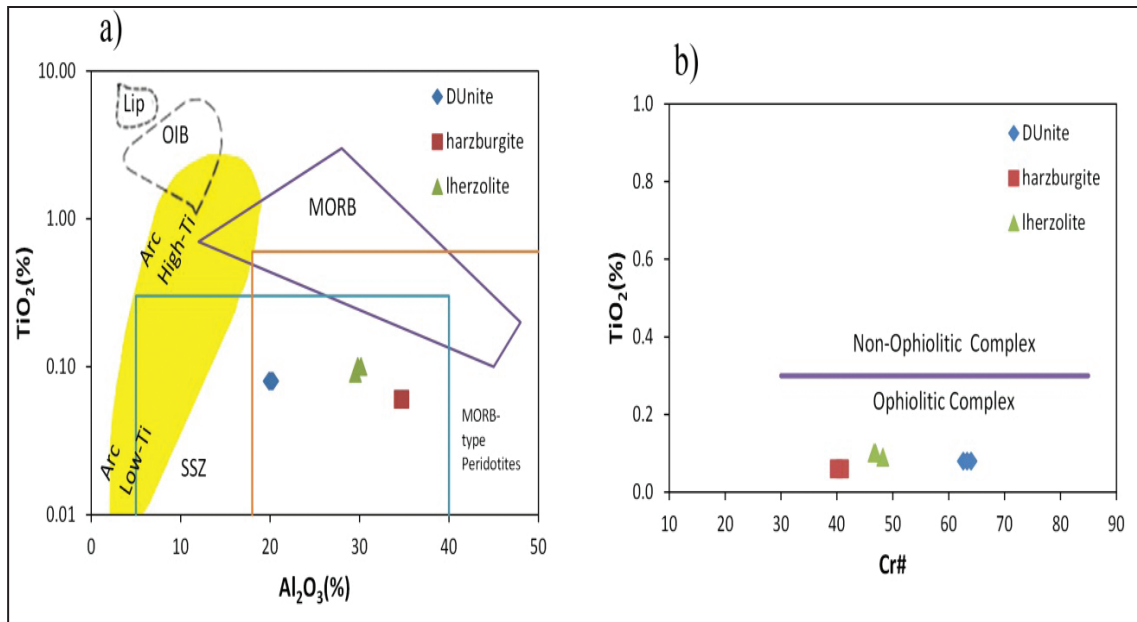
شکل ۴- ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در انواع سنگ‌های پریدوتیتی منطقه مورد مطالعه: (a) تغییرات MgO در برابر FeO ; (b) تغییرات Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 که نمونه‌ها در محدوده آریه گوشته‌ای قرار گرفته‌اند (محدوده‌های روی شکل برگرفته از Conrad and Kay (1984) و Haggerty (1988) و Kepezhinskas et al. (1995) تغییرات Al_2O_3 در برابر MgO محدوده هاربورژیت‌های گوشته‌ای برگرفته از Al-Abed (2000) است؛ (d) تغییرات Cr_2O_3 در برابر MgO محدوده هاربورژیت‌های گوشته‌ای برگرفته از Al-Abed (2000) است.



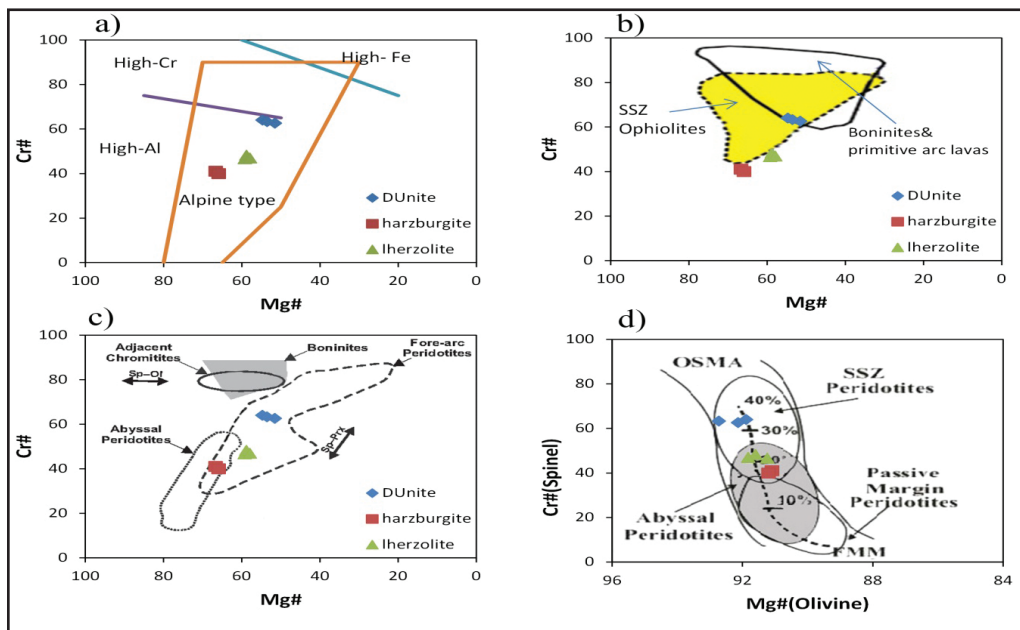
شکل ۵- نمودار رده‌بندی الیون‌های مورد مطالعه.

شکل ۶- نمودار مثلثی رده‌بندی پیروکسن‌های مورد مطالعه، ترکیب پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید و انستاتیت قرار می‌گیرد.





شکل ۷- a) تغییرات ترکیب کروم اسپینل ها در نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 ، بازالت های رشته کوه های میان اقیانوسی MORB، بازالت های جزایر اقیانوسی OIB، پهنه بالای فرورانش SSZ، ایالت های بزرگ آذرین LIP، نمودار Cr# در برابر TiO_2 برای تفکیک کمپکس های افیولیتی و غیر افیولیتی (Bonavia et al., 1993).



شکل ۸- a) نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ کروم اسپینل ها، محدوده نوع آلی از Irvine (1967) و دیگر محدوده ها از Zhou and Bai (1992)؛ b) نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ ، محدوده افیولیت های پهنه فرافورانش (SSZ) و بونیت ها از Bridges et al. (1995)؛ c) نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ ، محدوده پریدوتیت های آیسال از Dick and Bullen (1984)، محدوده پریدوتیت های Fore-arc از Ishii et al. (1992) و O'Hara and Ishii (1998) و محدوده بونیت ها از Dick and Bullen (1984). فلش های دوسویه برای مشخص کردن تغییرات ترکیب محدودده های پریدوتیت های آیسال، SSZ، و محدوده پریدوتیت های آیسال، SSZ، و محدوده پریدوتیت های Passive margin peridotites oceanic ridge از Dick and Bullen (1984) و Pearce et al. (2000) و محدوده OSMAs و Boninites Fractionation line برگرفته از Arai (1992 and 1994).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نتایج محاسبه نورم سنگ‌های مورد مطالعه.

Sample No.	HM-203	HM-213	HM-214	HM-215	HM-216	HM-200	HM-211	HM-219	HM-218
Rock Type	HZ	HZ	HZ	HZ	HZ	LZ	LZ	LZ	DU
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
SiO ₂	42.20	41.00	41.90	41.10	42.00	41.50	41.70	41.10	42.70
Al ₂ O ₃	0.80	1.10	1.30	0.20	1.20	0.90	1.30	1.00	0.40
Fe ₂ O ₃	10.70	12.20	12.00	12.40	11.50	11.90	12.20	11.50	11.20
Na ₂ O	0.30	0.29	0.25	0.32	0.34	0.33	0.31	0.36	0.20
K ₂ O	0.15	0.12	0.17	0.13	0.18	0.14	0.16	0.19	0.08
CaO	0.70	1.20	1.20	0.50	0.90	1.40	1.10	1.00	0.50
MgO	42.30	40.40	39.80	41.70	40.00	38.50	39.90	41.00	42.80
SO ₃	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
TiO ₂	0.25	0.24	0.23	0.20	0.21	0.27	0.29	0.28	0.09
MnO	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Cr ₂ O ₃	0.50	0.50	0.50	0.50	0.60	0.60	0.50	0.50	0.50
NiO	0.50	0.50	0.50	0.70	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
L.O.I.	2.00	2.68	2.46	2.41	3.00	4.17	2.33	3.11	1.06
	100.70	100.53	100.61	100.46	100.73	100.51	100.59	100.84	100.33
Trace elements(ppm)									
Ag	4.05	1.41	0.48	0.28	0.28	3.53	0.69	0.33	1.12
As	4.94	3.08	4.08	5.82	3.11	1.75	3.72	3.38	< 0.5
B	6.48	7.01	6.05	6.74	7.57	6.74	6.71	7.44	6.39
Ba	7.19	16.10	14.28	89.23	10.63	7.97	8.61	7.81	5.38
Be	0.03	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.06	< 0.01	< 0.01
Bi	4.48	4.53	3.45	3.95	4.52	4.27	4.51	4.33	4.09
Cd	0.49	1.03	1.00	0.60	0.10	0.87	0.53	< 0.1	0.19
Ce	< 0.6	2.13	1.41	< 0.6	2.12	0.14	1.51	< 0.6	0.84
Co	107.00	102.00	104.00	112.00	104.00	100.00	103.00	102.00	114.00
Cr	1667.00	2301.00	1980.00	62.86	2596.00	1740.00	2499.00	2068.00	1035.00
Cs	9.14	9.57	9.30	8.68	10.58	7.88	8.96	8.04	9.97
Cu	25.66	18.39	86.74	2.03	19.16	5.32	13.44	8.32	10.85
Dy	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08	0.45	< 0.08	< 0.08
Er	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.72	< 0.5
Eu	0.16	0.15	0.27	0.18	0.41	0.29	0.30	0.30	0.25
Ga	6.92	11.21	6.86	8.24	8.97	3.54	8.57	7.56	4.86
Gd	0.58	0.64	0.52	0.18	0.56	0.44	0.17	0.48	0.34
Ge	1.06	1.00	0.90	0.93	1.05	0.87	0.98	0.90	1.12
Hf	3.45	3.41	3.39	3.27	3.75	3.08	3.55	3.36	3.58
Hg	0.10	0.08	0.08	0.10	0.09	0.07	0.09	0.08	0.11
Ho	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.10	< 0.1
In	< 0.5	0.51	0.56	< 0.5	0.63	< 0.5	< 0.5	0.55	0.55
La	1.33	0.40	1.30	< 0.3	0.89	1.91	< 0.3	< 0.3	0.69
Li	5.20	6.69	6.00	5.63	6.33	7.41	6.85	7.92	6.46
Lu	0.51	0.53	0.62	0.57	0.57	0.53	0.47	0.62	0.61
Mn	994.00	1040.00	1026.00	886.00	1041.00	959.00	1012.00	999.00	1005.00
Mo	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.53	0.73	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Nb	0.12	0.17	0.45	< 0.1	0.34	0.28	0.36	0.14	0.11

ادامه جدول ۱-

Sample No.	HM-203	HM-213	HM-214	HM-215	HM-216	HM-200	HM-211	HM-219	HM-218
Rock Type	HZ	HZ	HZ	HZ	HZ	LZ	LZ	LZ	DU
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Nd	2.50	1.95	3.45	1.44	0.87	2.38	1.49	1.16	1.43
Ni	2714.00	2562.00	2399.00	3068.00	2613.00	2385.00	2515.00	2308.00	2855.00
P	3.97	6.10	7.29	1.98	8.86	6.13	1.88	1.67	0.70
Pb	29.18	11.85	24.24	75.50	14.09	41.32	17.62	5.34	20.12
Pr	4.40	3.59	5.62	3.42	4.67	3.24	3.86	3.57	4.24
Rb	1.59	2.21	4.12	3.39	2.92	2.46	1.33	2.00	1.58
S	84.60	96.65	64.01	77.30	194.00	317.00	115.00	148.00	242.00
Sb	3.26	3.71	3.72	1.99	3.62	3.69	5.83	3.93	2.57
Sc	6.18	7.60	7.97	2.36	7.80	6.90	8.37	7.95	4.48
Se	3.38	1.95	3.17	1.48	2.19	3.14	2.58	2.41	4.36
Sm	1.15	1.34	-0.28	0.83	-0.30	0.42	0.62	1.06	2.06
Sn	13.71	13.07	12.81	13.30	13.90	12.58	13.27	12.52	14.05
Sr	5.71	7.94	14.80	12.17	10.50	8.83	4.78	7.19	5.69
Ta	0.64	0.56	0.57	0.57	0.56	0.55	0.59	0.57	0.62
Tb	0.83	0.81	0.81	0.73	0.82	0.73	0.84	0.73	0.75
Te	0.78	0.77	0.79	0.73	0.79	0.73	0.78	0.75	0.80
Th	6.74	6.84	7.10	6.66	7.30	6.37	6.79	6.85	7.40
Ti	46.18	73.44	148.00	8.83	121.00	98.17	128.00	61.49	45.24
Tl	1.60	0.77	1.41	1.71	1.33	< 0.5	0.56	0.63	1.91
Tm	1.15	1.16	1.02	1.13	1.13	1.09	1.13	1.05	1.04
U	4.34	4.19	4.06	4.28	4.54	4.09	4.20	3.98	4.43
V	27.70	36.85	39.10	5.16	36.54	30.75	42.97	32.70	14.82
W	4.05	4.16	7.19	3.80	4.15	4.82	4.85	5.63	6.60
Y	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Yb	0.73	0.72	0.80	0.43	0.61	0.61	0.87	0.79	0.60
Zn	83.95	64.92	33.01	24.87	31.31	62.32	44.20	26.74	26.16
Zr	4.19	5.31	8.32	0.28	7.76	8.99	9.26	3.08	10.23
Norm									
Or	0.91	0.73	1.03	0.79	1.10	1.86	0.97	1.16	0.48
Ab	2.59	2.53	2.17	0.00	2.97	2.92	2.69	3.14	0.00
An	0.40	1.39	1.97	0.00	1.26	0.09	1.73	0.57	0.00
Wo	1.32	1.99	1.73	1.07	1.40	3.00	1.62	1.90	1.05
En	1.02	1.51	1.32	0.81	1.07	2.27	1.23	1.46	0.81
Fs	0.15	0.27	0.23	0.15	0.18	0.41	0.22	0.24	0.13
Hy	10.83	7.21	11.43	8.77	11.98	10.30	10.12	6.42	14.47
Ol(Fo)	67.41	66.83	62.71	68.58	63.25	61.76	63.78	68.59	65.47
Ol(Fa)	10.73	13.18	12.33	13.99	11.79	12.30	12.60	12.26	11.66
Mt	2.60	2.60	2.58	1.31	2.56	2.69	2.67	2.67	1.58
Il	0.49	0.47	0.45	0.39	0.41	0.54	0.57	0.55	0.17
	98.45	98.71	97.95	95.86	97.97	98.14	98.20	98.96	95.82

جدول ۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری کروم اسپینل‌های نمونه‌های مورد مطالعه بر پایه ۴ اکسیژن.

Rock Type	Du	Du	Du	Hz	Hz	Lz	Lz	Lz
Sample No.	27 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .
TiO ₂	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.10	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	20.11	19.91	20.30	34.56	34.86	29.82	29.55	30.16
Cr ₂ O ₃	53.30	49.69	52.18	35.83	34.53	38.86	41.06	39.73
FeO	16.26	18.51	17.15	13.46	13.74	16.58	16.35	16.52
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.14	0.12	0.10	0.10	0.14
MgO	11.00	11.03	11.08	15.08	14.89	13.50	13.10	12.74
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.75	99.22	100.79	99.13	98.20	98.96	100.25	99.39
Formula	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.74	0.74	0.75	1.19	1.21	1.05	1.04	1.07
Cr	1.32	1.24	1.29	0.83	0.80	0.92	0.97	0.94
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.43	0.49	0.45	0.33	0.34	0.42	0.41	0.41
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.51	0.52	0.52	0.66	0.65	0.60	0.58	0.57
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Cr#	64.00	62.61	63.29	41.02	39.92	46.64	48.24	46.91
Mg#	54.67	51.51	53.52	66.63	65.89	59.21	58.82	57.89
Mole fractions								
XFe ₂ (A)	0.42	0.49	0.45	0.33	0.34	0.41	0.41	0.41
XMg (A)	0.51	0.52	0.52	0.66	0.65	0.60	0.58	0.57
XMn (A)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XZn (A)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XNi (A)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XAl (B)	0.37	0.37	0.37	0.59	0.60	0.53	0.52	0.53
XFe ₃ (B)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XCr (B)	0.66	0.62	0.64	0.41	0.40	0.46	0.48	0.47
XFe ₂ (B)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XTi (B)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

جدول ۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری کانی الیون در نمونه‌های مورد مطالعه بر پایه ۴ اکسیژن.

Rock Type	du	du	du	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Lz	Lz	Lz	Lz
Sample name	30	31	32	4	5	6	7	8	9	10	13	14	15	27	28	29	30
SiO ₂	40.71	40.32	40.11	40.56	40.97	40.63	40.56	40.44	40.23	40.90	41.10	35.24	40.37	40.39	39.77	39.57	40.13
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.02	0.08	0.03	0.01	0.00	0.06	0.04	0.01	0.03	0.05	0.02	0.01	0.02	0.06
Cr ₂ O ₃	0.41	0.04	1.17	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.21	1.45	1.53
FeO	7.86	7.64	7.16	8.57	8.46	8.46	7.99	7.86	8.46	8.46	8.43	8.06	8.26	7.74	7.72	7.70	7.12
MnO	0.13	0.13	0.11	0.12	0.14	0.13	0.14	0.14	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14	0.11	0.15
MgO	49.90	50.18	51.19	49.14	49.14	49.41	48.86	49.52	51.35	50.34	50.74	56.74	49.84	49.38	50.37	51.21	51.23
NiO	0.00	0.00	0.00	0.41	0.42	0.45	0.44	0.41	0.45	0.45	0.39	0.41	0.41	0.40	0.37	0.39	0.40
CaO	0.01	0.00	0.02	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01
TOTAL	99.04	98.35	99.77	99.08	99.26	99.13	98.04	98.38	100.88	100.35	100.84	100.62	99.07	98.10	100.60	100.47	100.63
No (O)	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	1.00	0.99	0.98	1.00	1.01	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	1.01	0.86	0.99	0.99	0.98	0.97	0.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03
Fe(ii)	0.16	0.16	0.15	0.18	0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.83	1.84	1.87	1.80	1.80	1.81	1.79	1.81	1.88	1.84	1.86	2.08	1.82	1.81	1.84	1.87	1.87
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	3.00	2.99	3.03	2.98	2.99	2.99	2.96	2.98	3.06	3.03	3.05	3.12	3.00	2.97	3.03	3.04	3.05
End members																	
Fo	91.76	92.01	92.62	90.97	91.06	91.11	91.46	91.69	91.43	91.26	91.35	92.52	91.37	91.79	91.95	92.12	92.63
Fa	8.11	7.86	7.27	8.90	8.79	8.75	8.39	8.16	8.45	8.60	8.51	7.37	8.49	8.07	7.90	7.77	7.22
Tp	0.14	0.14	0.11	0.13	0.15	0.14	0.15	0.15	0.12	0.13	0.13	0.11	0.14	0.14	0.15	0.11	0.15
XFeO(l)/XMgO(l)	0.29	0.28	0.26	0.33	0.32	0.32	0.31	0.30	0.31	0.31	0.31	0.27	0.31	0.29	0.29	0.28	0.26
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08	0.07
Mg/Fe ²⁺ +Mg	0.92	0.92	0.93	0.91	0.91	0.91	0.92	0.92	0.92	0.91	0.91	0.93	0.91	0.92	0.92	0.92	0.93

جدول ۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری کانی‌های کلینوپیکروکسن و ارتوپیکروکسن در نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample No.	Ortho pyroxene								Clino pyroxene						
	19	20	21	22	23	54	55	56	57	58	11	12	24	25	
SiO ₂	55.48	54.23	54.87	55.94	55.24	55.56	55.97	55.63	55.56	55.44	51.91	53.14	54.48	54.95	56.08
TiO ₂	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.05	0.09	0.11	0.07
Al ₂ O ₃	2.38	2.44	2.25	2.59	2.09	0.02	0.08	0.03	0.01	0.00	3.95	3.17	3.08	3.19	2.84
Cr ₂ O ₃	0.51	0.11	0.79	0.56	1.15	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.84	1.40	4.37	1.68	2.28
FeO	4.94	4.97	4.98	5.00	5.12	8.57	8.46	8.46	7.99	7.86	2.63	2.00	1.69	1.81	2.28
MnO	0.15	0.15	0.13	0.14	0.15	0.12	0.14	0.13	0.14	0.14	0.06	0.06	0.02	0.02	0.11
MgO	33.90	33.21	34.36	33.14	33.77	34.14	34.14	34.41	33.86	34.52	17.33	17.49	22.17	22.15	23.57
CaO	1.84	1.93	1.66	1.58	1.57	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	22.30	23.32	12.80	13.74	12.37
Na ₂ O	0.04	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.16	0.20	0.63	0.65	0.65
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03
Total	99.30	97.08	99.09	99.01	99.17	98.68	98.85	98.69	97.63	97.98	99.23	100.84	99.36	98.32	100.28
Formula	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)
Si	1.92	1.92	1.90	1.95	1.92	1.95	1.96	1.95	1.97	1.95	1.90	1.91	1.96	1.99	1.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.10	0.10	0.09	0.11	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.13	0.13	0.14	0.12
Cr	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.12	0.05	0.06
Fe ³⁺	0.05	0.06	0.09	0.01	0.05	0.09	0.08	0.10	0.07	0.10	0.02	0.01	0.14	0.12	-0.11
Fe ²⁺	0.09	0.09	0.06	0.16	0.10	0.16	0.17	0.15	0.17	0.13	0.06	0.05	0.19	0.17	0.18
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.75	1.75	1.77	1.72	1.75	1.79	1.78	1.80	1.79	1.81	0.94	0.94	1.19	1.19	1.24
Ca	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.87	0.90	0.49	0.53	0.47
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.05	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#	0.95	0.95	0.97	0.92	0.95	0.92	0.91	0.92	0.91	0.93	90.00	89.00	86.00	88.00	87.00
En	0.92	0.91	0.94	0.89	0.92	0.92	0.91	0.92	0.91	0.93	0.50	0.50	0.64	0.63	0.66
Fs	0.05	0.05	0.03	0.08	0.05	0.08	0.09	0.08	0.09	0.07	0.03	0.02	0.10	0.09	0.09
Wo	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.48	0.26	0.28	0.25
Mole fractions															
XSi (T)	0.96	0.96	0.95	0.97	0.96	0.97	0.98	0.97	0.98	0.98	0.95	0.96	0.98	0.99	0.99
XAl (T)	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.04	0.02	0.01	0.01
XAl (M1)	0.02	0.02	0.01	0.05	0.00	0.05	0.04	0.05	0.03	-0.05	0.07	0.05	0.09	0.12	0.10
XFe3 (M1)	0.05	0.06	0.09	0.01	0.05	0.09	0.08	0.10	0.07	0.10	0.02	0.01	0.14	0.12	-0.11
XFe2 (M1)	0.05	0.05	0.03	0.08	0.05	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.05	0.04	0.13	0.12	0.12
XMg (M1)	0.87	0.87	0.87	0.86	0.86	0.87	0.87	0.88	0.88	0.88	0.83	0.86	0.79	0.82	0.82
XFe2 (M2)	0.05	0.05	0.03	0.08	0.05	0.08	0.09	0.08	0.09	0.07	0.01	0.00	0.06	0.05	0.06
XMg (M2)	0.88	0.88	0.91	0.86	0.88	0.92	0.91	0.92	0.91	0.93	0.11	0.08	0.40	0.37	0.42
XCa (M2)	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.87	0.90	0.49	0.53	0.47
XNa (M2)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.05	0.04

کتابنگاری

- احمدی پور، ح.، ۱۳۷۹- پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس‌های اولترامافیکی- مافیک صوغان و آبدشت، شمال غرب دولت آباد بافت، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۸۵ ص.
- آفانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۵۶.
- سیفوری پور، س.، ۱۳۸۱- نقشه زمین شناسی یکصد هزارم حاجی آباد، سازمان زمین شناسی کشور.
- قاسمی، ح.، سبزه‌ئی، م. و تیری ژوتو، ۱۳۷۷- ماهیت زمین شنختی کمپلکس الترامافیکی- مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و تحقیقات معدنی کشور، سال هفتم، شماره ۲۹ و ۳۰، صص. ۳۲ تا ۴۵.
- قاسمی، ح.، سبزه‌ئی، م.، ژوتو، ت.، بلون، ا.، راستاد، ا.، امامی، م. ه.، ۱۳۸۰- پدیده‌های سنگ زایشی مجموعه الترامافیکی- مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و تحقیقات معدنی کشور، سال دهم، شماره ۴۰ و ۳۹، صص. ۴۹ تا ۶۹.
- نجف‌زاده، ع. و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۳- ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین (PGE) و کروم اسپینل در پریدوتیت‌های کمپلکس فرابازی آبدشت کرمان، جنوب خاور ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و تحقیقات معدنی کشور، سال بیست و سوم، شماره ۹۱، صص. ۱۷۳ تا ۱۸۶.

References

- Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y. M., Ikenne, M. and Rahimi, A., 2009- Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 55, 92-104.
- Al-Aabed, S., 2000- Petrogenesis of chromite and associated minerals in the upper mantle peridotite of the northern Semile ophiolite. Ph.D thesis. Ohio state University, 639p.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33.
- Arai, S., 1992- Petrology of peridotites as a tool of insight into mantle processes: a review. *Journal of Petrology of Economic Geology* 87, 351-363.
- Arai, S., 1994- Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships, Review and Interpretation, *Chemical Geology*, 113, 191-204.
- Arai, S., Kadoshima, K. and Morishita, T., 2006- Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Journal of the Geological Society* 163, 869-879.
- Ballhaus C., Berry R. F. and Green D. H., 1991- High pressure experimental calibration of the olivineorthopyroxene- spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 107, 27-40.
- Batanova, V. G., Brüggmann, G. E., Bazylev, B. A., Sobolev, A. V., Kamenetsky, V. S. and Hofmann, A. W., 2008- Platinum-group element abundances and Os isotope composition of mantle peridotites from the Mamonia complex, Cyprus. *Chemical Geology* 248, 195-212.
- Bédard, J. H. and Hébert, R., 1998- Formation of chromitites by assimilation of crustal pyroxenites and gabbros into peridotite intrusions: North Arm Mountain Massif, Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland, Canada. *J Geophys Res* 103: 5165-5184.
- Berberian, M. and King, G., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210-265.
- Bonavia, F. F., Diella, V. and Ferrario, A., 1993- Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology* 88, 198-202.
- Bridges, J. C., Prichard, H. M. and Meireles, C. A., 1995- Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Braganca massif, northern Portugal: fragments of island arc mantle? *Geological Magazine* 132, 39-49.
- Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W., 2009(eds)- South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312.
- Conrad, W. K. and Kay, R. W., 1984- 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, 88-125.
- Dai, J. G., Wang, C. S., Hébert, R., Santosh, M., Li, Y. L. and Xu, J. Y., 2011- Petrology and geochemistry of peridotites in the Zhongba ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone: Implications for the Early Cretaceous intra-oceanic subduction zone within the Neo-Tethys. *Chemical Geology* 288, 133-148.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- The Rock Forming Minerals, Second Edition. Longman Asia Ltd, Hong Kong, 696P.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76.
- Evans, B. W. and Frost, B. R., 1975- Chrome-spinel in progressive metamorphism: A preliminary analysis", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39, 959-972.
- Fabries J., 1979- Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 69, 329-336.
- Grieco, G., Diella, V., Chaplygina, N. and Savelieva, G., 2007- Platinum group elements zoning and mineralogy of chromitites from the cumulate sequence of the Nurali massif (Southern Urals, Russia). *Ore Geology Reviews* 30, 257-276.
- Grieco, G., Merlini, A. and Cazzaniga, A., 2012- The tectonic significance of PGM-bearing chromitites at the Ranomena mine, Toamasina chromite district, Madagascar. *Ore Geology Reviews* 44, 70-81.
- Haggerty, S. E., 1988- Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts. *Journal of Geological Society of Australia* 14, 687-699.

- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. and Hofmann, A. W., 2001- Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410, 677-681.
- Irvine, T. N., 1967- Chromian spinel as a petrogenetic indicator: part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 71-103.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992- Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Mariana fore-arc, Leg 125. In: Fryer P, Pearce JA, Stokking LB (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station 125: 445-485.*
- Ismail, S. A., Mirza, T. M. and Carr, P. F., 2010- Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 31-41.
- Jan, M. Q. and Windley, B. F., 1990- Chromian spinel-silicate chemistry in ultrabasic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology* 31, 667-715.
- Jaques, A. L. and Green, D. H., 1980- Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 73, 287-310.
- Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J. and Meffre, S., 2001- Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. *Journal of Petrology* 42, 655-671.
- Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1995- Na Metasomatism in the Island-Arc Mantle by Slab Melt-Peridotite Interaction: Evidence from Mantle Xenoliths in the North Kamchatka Arc. *Journal of Petrology* 36, 1505-1527.
- McDonough, W. F. and Frey, F. A., 1989- Rare earth elements in upper mantle rocks. In: Lipin, B. R. a. M., G. A (ed.) *Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements (Reviews in Mineralogy vol. 21)*. Washington DC Mineralogical Society of America. McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- The chemical composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Nimis, P. and Taylor, W. R., 2000- Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 541-554.
- O'Hara, Y. and Ishii, T., 1998- Peridotites from the southern Mariana forearc: heterogeneous fluid supply in the mantle wedge. *Island Arc* 7: 541-558.
- Pagé, P., Barnes, S. J., Bédard, J. H. and Zientek, M. L., 2012- In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeiite and boninite magmas: Implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation. *Chemical Geology* 302-303, 3-15.
- Park, J. W., Campbell, I. H. and Eggins, S. M., 2012- Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 78, 28-50.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A., 1998- 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, 1577-1618.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. and Leat, P. T., 2000- Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 36-53.
- Saidi, A., Brunet, M. F. and Ricou, L. E., 1997- Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Palaeozoic to early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta*, 10, 189-208.
- Şengör, A. M. C., 1990- A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, *Geological Society, London, Special Publications*, 49(1), pp.797-831.
- Shervais, J. W., 2001- Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(1).
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, A review; *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, P. 1229-1258 .
- Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D. and Meffre, S., 2010- Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. *Lithos* 115, 223-236.
- Whattam, S. A., Cho, M. and Smith, I. E. M., 2011- Magmatic peridotites and pyroxenites, Andong Ultramafic Complex, Korea: Geochemical evidence for supra-subduction zone formation and extensive melt-rock interaction. *Lithos* 127, 599-618.
- Wood, B. J. and Banno, S., 1973- Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems", *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 42, 109-124.
- Xu, Z., Han, B. F., Ren, R., Zhou, Y. Z., Zhang, L., Chen, J. F., Su, L., Li, X. H. and Liu, D. Y., 2012- Ultramafic-mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction-accretion process. *Lithos* 132-133, 141-161.
- Zhou, M. F. and Bai, W. J., 1992- Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita* 27, 192-199.
- Zhou, M. F. and Robinson, P. T., 1997- Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology* 92, 259-262.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J. and Li, Z., 1996- Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. *Journal of Petrology* 37, 3-21.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J., Aitchison, J., Sun, M., Bai, W. J., Hu, X. F. and Yang, J. S., 2001- Melt/mantle interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute ophiolite (NW China). *Journal of Asian Earth Sciences* 19, 517-534.

Cr-Spinel mineral chemistry and tectonic setting of Lerdgarme -Paein peridotites in the East of Hajiabad, SE Iran

M. Poosti^{1*}, R. Mohammadi Poortaziyani², H. Hajhasani³ and S. M. Mortazavi Ravari⁴

¹Assistant Professor, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

²M.Sc. Student, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

³M.Sc., Esfahan Regional Water Authority, Esfahan, Iran

⁴Associate Professor, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

Received: 2016 January 02

Accepted: 2016 June 29

Abstract

The Lerdgarm peridotite complex is one of the ultramafic complexes in south-east Iran. This complex is composed mainly of harzburgite dunite, lherzolite, and secondary listvenite and magnesite. The detailed electron microprobe study revealed very high Cr # (39.9-64.0), Mg # (51.2-65.63) and very low TiO₂ content (averaging 0.05 wt %) for chromian spinels in peridotites. The Fe³⁺# is very low (<0.05 wt%) in the chromian spinel of peridotites which reflects crystallization under the low oxygen fugacity. The composition of olivine shows forsterite type (Fo90.97-92.63), orthopyroxene is enstatite, clinopyroxene is diopside and spinels are Al rich Cr-spinel. Thermo-barometric study of Cpx-Opx suggested that the re-equilibrium temperature of peridotites was 1100°C± 60 at a pressure of 26 Kbar. Tectonic environment discrimination diagrams for dunites show a suprasubduction environment of the arc setting and for the harzburgite and lherzolites show abyssal environment.

Keywords: Cr-Spinel, Lerdgarm, Hajiabad, Peridotite, SSZ.

For Persian Version see pages 281 to 296

*Corresponding author: M., Poosti; E-mail: m.poosti@yahoo.com