

شیمی کانی‌ها و خاستگاه فرامافیک‌های سرخ‌بند نوار افیولیتی کهنوج-رودان (ناحیه نازدشت)، نمونه‌ای از تفاله‌های دیرگداز پریدوتیت‌های آلی

فاطمه چنیده، غلامرضا قدمی*، سیدمحسن مرتضوی راوری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۶/۱۴، نسخه نهایی: ۹۶/۱۱/۱)

چکیده: بخشی از فرامافیک‌های کمپلکس سرخ-بند در راستای نوار افیولیتی کهنوج-رودان-میناب استان هرمزگان در منطقه نازدشت شامل هارزبورژیت، دونیت و سرپانتینیت (با برتری هارزبورژیت‌ها) است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل الیوین، ارتوپروکسن و کانی فرعی اسپینل است. در این سنگ‌ها بافت‌های مشبک و ریزدانه‌ای غالب است و اثر فشارهای زمین‌ساختی بصورت طویل شدگی کانی‌ها و خاموشی موجی دیده می‌شود. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، الیوین‌ها را با ترکیب $(\text{Fo}_{96.3}-\text{Fo}_{10.18})$ از نوع فورستریتی و غنی از منیزیم نشان می‌دهد که به پریدوتیت‌های نوع آلیی تعلق دارند. همچنین ارتوپروکسن ترکیبی انستاتییتی $(\text{En}_{95.2}-\text{En}_{32.8})$ نشان داده و اسپینل دارای عدد کرم $\text{Cr}^{\#} = (71.2-53.9)$ است. هارزبورژیت‌ها از $\text{Mg}^{\#}$ بالایی $(84.65-97.78)$ برخوردار بوده اما از نظر Al_2O_3 (0.34 تا 0.71) و Ca (0.45 تا 0.69) فقیر هستند که می‌توان گفت این سنگ‌ها تفاله‌های دیرگداز هستند که پس از درجات ذوب‌بخشی بیش از ۲۵ درصد بر جای مانده‌اند. مقادیر پایین Al و Ti (0.01 تا 0.04) اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های نازدشت از مشخصه‌های پریدوتیت‌های پهنه ابرفرورانشی به‌شمار می‌رود.

واژه‌های کلیدی: هارزبورژیت، فرامافیک، نازدشت، سرخ‌بند، رودان.

مقدمه

هستند. این مجموعه یکی از بزرگ‌ترین توده‌های فرابازی جنوب شرق ایران است که علاوه بر گستردگی بسیار، در برگیرنده بزرگترین معدن کرومیت کشور به نام معدن کرومیت فاریاب یا آسمینون است. با توجه به اینکه فرابازیک‌های گستره مورد بررسی قسمتی از مجموعه فرامافیک سرخ‌بند هستند، در این پژوهش سعی می‌شود که با استفاده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی کانی‌ها، سنگ‌کل و خاستگاه این همبافت، به درک بهتری از نوع و چگونگی دگرگونی‌های اعمال شده بر آن، از زمان تشکیل تاکنون دست یابیم.

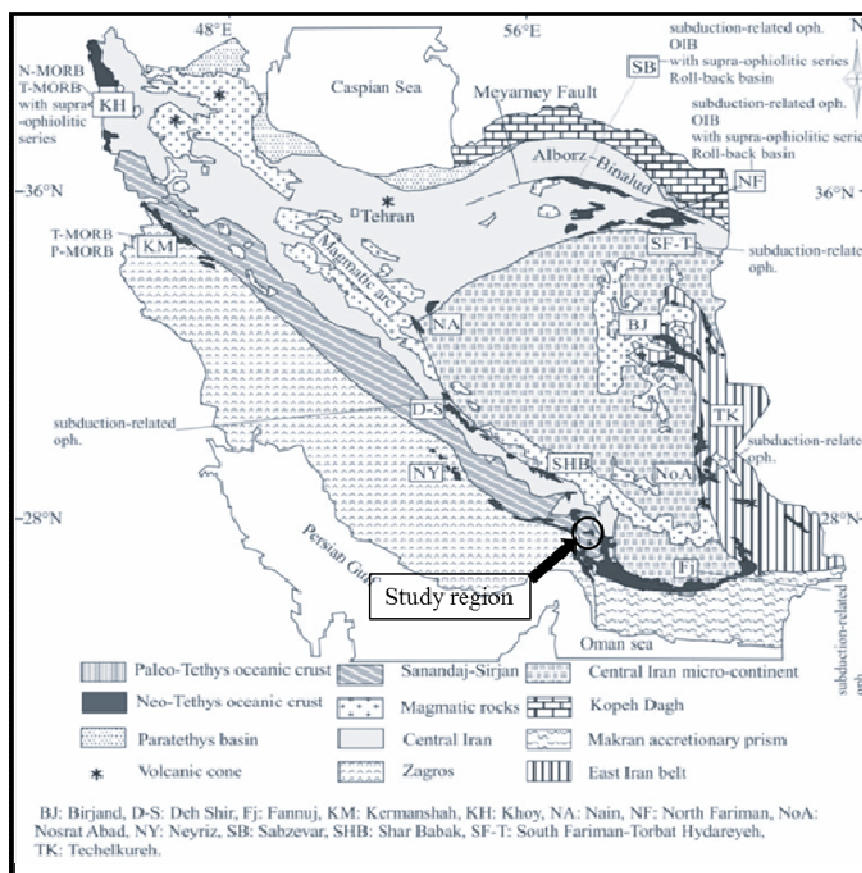
زمین‌شناسی منطقه

پهنه مکران شامل کوه‌های شرقی - غربی است که از سواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان دنباله دارد. مرز غربی این کوه‌ها توسط خط عمان (گسل میناب) از پهنه برخوردی

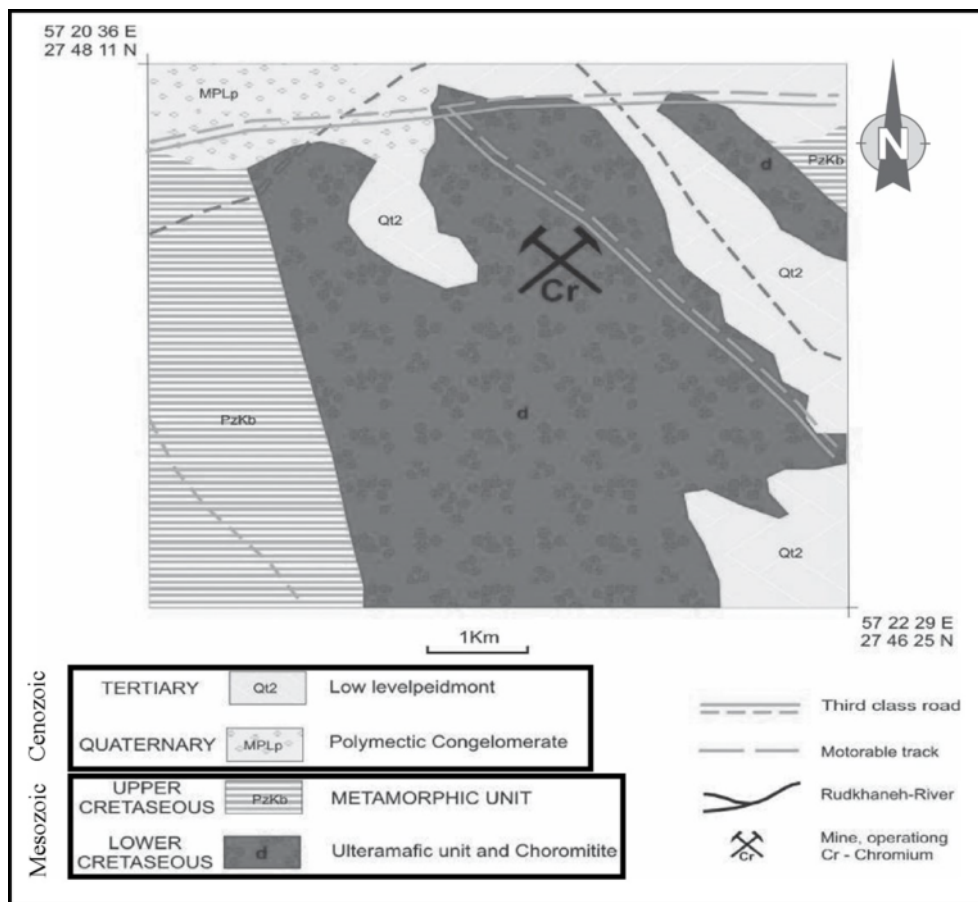
منطقه مورد بررسی در تقسیم‌بندی ساختاری ایران، در فصل مشترک پهنه‌های زاگرس و مکران واقع است و با توجه به ویژگی‌های ساختاری منطقه ادامه مکران را شامل می‌شود. همبافت مجموعه رنگین مکران در امتداد روراندگی زاگرس ادامه یافته است و به افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه می‌رسد که خود، ادامه افیولیت‌های عمان هستند که بر کرانه صفحه عربی فرارونده شده‌اند [۱]. فرامافیک‌های گستره‌ی نازدشت رودان، قسمتی از مجموعه فرامافیک سرخ‌بند است. همبافت فرامافیک سرخ‌بند گوه‌ای به طول ۱۷ کیلومتر، عرض بیش از ۶ کیلومتر و وسعت بیش از ۱۰۰ کیلومتر مربع، به سن پیش از اوردوئیسین است [۱] که روند شمال غرب - جنوب شرق دارد. سنگ‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن دونیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت

از مجموعه دگرگونی بچگان جدا می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲). بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که این منطقه از سنگ‌های هارزبورژیت، دونیت و سرپانتینیت با برتری هارزبورژیت‌ها تشکیل شده‌اند. هارزبورژیت‌های مورد بررسی با رنگ کاملاً تیره و تقریباً یک‌دست و یکنواخت در عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای قابل تشخیص است. این سنگ‌ها به دلیل مقاومت بالا نسبت به سایر بخش‌ها، بیشتر تشکیل ستیغ‌های مرتفع با شیب دامنه زیاد و دره‌های پرپیچ و خم با پستی و بلندی خشن را می‌دهند. بخش وسیعی از سنگ‌های فرامافیکی منطقه، در معرض محلول‌های گرمابی قرار گرفته‌اند و برخی از آن‌ها به صورت کامل یا بخشی سرپانتینی شده‌اند. سطح هوازدۀ این سنگ‌ها به دلیل آزاد شدن آهن از شبکه کانی‌های فرومنیزین به رنگ زرد قهوه‌ای تا قهوه‌ای سوخته است و در سطح شکسته شده به رنگ سبز تیره هستند. این سنگ‌های فرامافیک، در راستای پهنه‌های گسلی تورق و شکستگی را به فراوانی نشان می‌دهند. کربنات‌های ثانویه به شکل رگه‌های سفید رنگ در سنگ‌های فرامافیک منطقه گسترش یافته‌اند (شکل ۳).

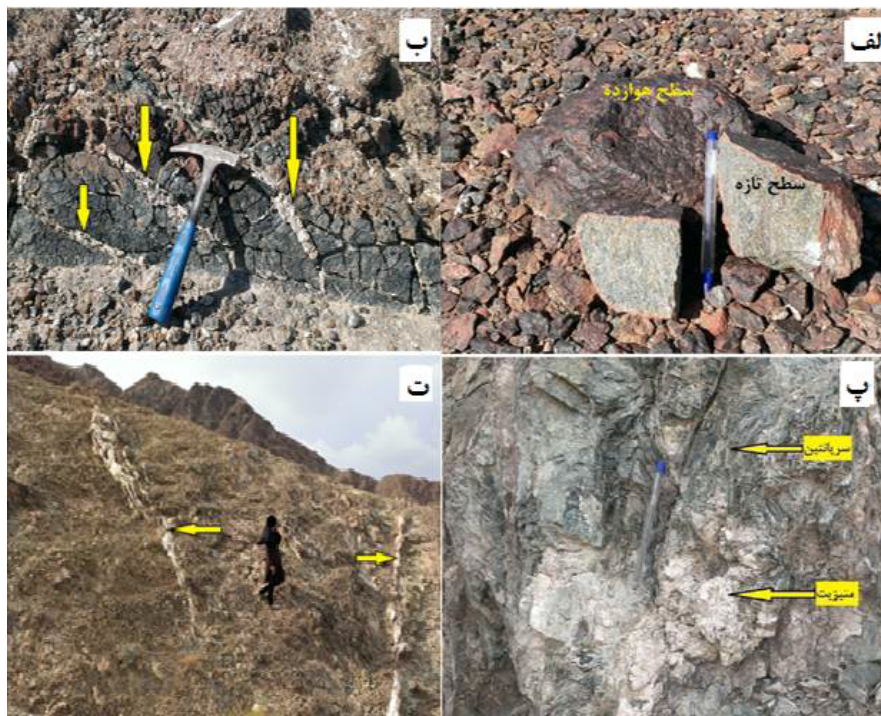
زاگرس جدا می‌شود و در شرق پس از گذر از بلوچستان - پاکستان تا محور لاس‌بلا ادامه می‌یابد. در امتداد محور لاس‌بلا، گسل‌های چپگرد چمن و آرن‌چ نال معرف یک پهنه ترادیزی بین پهنه فرورانش مکران و پهنه برخوردی هند - اوراسیاست. گفتنی است که از ۱۶۰ هزار کیلومترمربع گستره مکران، حدود ۷۰ هزار کیلومترمربع آن در ایران و بقیه در پاکستان است. منطقه فرامافیک نازدشت، بین طول‌های جغرافیایی $26^{\circ} 57'$ تا $26^{\circ} 57'$ و عرض‌های جغرافیایی 27° تا $27^{\circ} 54'$ ، در شمال شهرستان رودان واقع است. این منطقه بخشی از کمربند آلپ - هیمالیا بوده و از نظر زمین-شناسی بخشی از نوار افیولیتی کهنوج - رودان - میناب و قسمتی از مجموعه فرامافیک سرخ‌بند است که احتمالاً مشابه دیگر بخش‌های مجموعه افیولیتی سرخ‌بند قسمتی از پهنه اقیانوسی تتیس است که طی کرتاسه پسین بر کرانه قاره قرار گرفته‌اند [۲، ۳]. مجموعه فرامافیکی سرخ‌بند بزرگترین توده فرامافیک موجود در منطقه است که در انتهای جنوب شرقی پهنه ساندج - سیرجان و در غرب شهرستان منوجان واقع است. این همبافت از سمت شرق توسط گسل معکوس دستگرد



شکل ۱ نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران [۴]، که منطقه مورد بررسی بر آن مشخص شده است.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی فرامافیک‌های نازدشت رودان، (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب با اندکی تغییرات [۵].



شکل ۳ الف) سطح تازه و هوازده در سنگ‌های فرامافیک منطقه. ب) تأثیر فشارهای زمین‌ساختی در خرد شدن سنگ‌ها و تشکیل رگه‌های کربناته در بین لایه‌های آن. پ) سروانتینی شدن و تشکیل منیزیت. ت) رگه‌های سفیدرنگ مربوط به کربنات‌های ثانویه در سنگ‌های فرامافیک نازدشت [۶].

روش بررسی

بررسی به روش میکروسکوپی، از ۳۳ نمونه و بررسی مقاطع صیقلی از سه نمونه انجام شد. تجزیه شیمیایی برای اکسیدهای عناصر اصلی به روش طیفسنجی فلئورسانس پرتو x (XRF) و برای عناصر فرعی و عناصر کمیاب و خاکی نادر با بهره‌گیری از طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) توسط شرکت زرآزما انجام شد. جهت تعیین شیمی کانی‌ها تعداد ۳ نمونه و بعبارت دیگر ۳۰ نقطه مورد تجزیه نیمه کمی و تصویر برداری الکترونی قرار گرفت. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها در شرکت ایمیدرو و به وسیله دستگاه ریزپردازشگر الکترون مدل X100، CAMECA، با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰ nA انجام شد. خلاصه نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده است.

میزان دقت داده‌ها و حد آشکارسازی با نتایج نمونه‌های استاندارد بین المللی سنجیده شد (حد آشکارسازی بر حسب ppm) که نتایج آن‌ها در جدول ۴ ارائه شده است.

سنگ‌نگاری

الیوین‌ها در دونیت‌ها دگرشکلی داخلی را به صورت ماکل مکانیکی یا نوار شکنجی (کینک باند) از خود به نمایش می‌گذارند (شکل ۴ الف) و بیشتر، مرز دانه دارند یعنی بلور الیوین در نور متقاطع به دو بخش تبدیل می‌شود که این دو بخش با هم خاموش نمی‌شوند و مرز میان آن‌ها حالت انگشتی دارد و مانند آن است که یکی از بخش‌های بلور الیوین در شرایط متفاوت دما و فشار است و نشان می‌دهد که بلور اولیه الیوین دمای بالای تغییر شکل را تجربه کرده است. آثار پر شدگی با سرپانتین در درزه‌های موجود در این سنگ‌ها دیده می‌شود؛

جدول ۱ ترکیب الیوین‌های موجود در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت، بر اساس درصد وزنی و فرمول ساختاری بر پایه ۴ اکسیژن به همراه محاسبه‌ی اعضای پایانی آن‌ها (Fo: فورستريت)

نمونه Wt%	127	127	127	128	128	128	134	134	134	134
SiO ₂	۴۵٫۳۹	۴۵٫۷۳	۴۸٫۷۴	۴۵٫۴۱	۴۴٫۴۵	۴۵٫۵۹	۴۵٫۱۸	۴۴٫۹۹	۴۵٫۵۳	۴۵٫۲
TiO ₂	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr ₂ O ₃	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۴	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰
Fe ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
FeO	۵٫۸۶	۵٫۶۵	۵٫۱۷	۶٫۹۷	۶٫۳۱	۵٫۸۱	۷	۷٫۴۸	۷٫۹۴	۸٫۳۹
NiO	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۱
MnO	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۰۸	۰	۰	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۵۱
MgO	۴۷٫۸	۴۷٫۱۷	۴۵٫۰۸	۴۷٫۱۵	۴۷٫۹۵	۴۷٫۱	۴۷٫۵۶	۴۶٫۸۴	۴۰٫۴۸	۴۶٫۳۷
CaO	۰٫۶۶	۰٫۰۲	۰٫۷۷	۰٫۰۷	۰٫۱۹	۰٫۲۲	۰	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۰۷
مجموع	۹۹٫۷۹	۹۸٫۶۵	۹۹٫۸۳	۹۹٫۷	۹۹٫۰۲	۹۸٫۸۴	۹۹٫۷۶	۹۹٫۵۶	۹۴٫۰۸	۹۹٫۵۴
Si	۱٫۱۱۳	۱٫۱۳۵	۱٫۲۰۷	۱٫۱۲	۱٫۰۹۱	۱٫۴۵	۱٫۱۱۱	۱٫۱۱۲	۱٫۲	۱٫۰۹۷
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰
Fe ³⁺	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ²⁺	۰٫۱۲	۰٫۱۱۷	۰٫۱۰۷	۰٫۱۴۴	۰٫۱۲۹	۰٫۱۲۴	۰٫۱۴۴	۰٫۱۵۵	۰٫۱۰۷	۰٫۱۷۵
Mn	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۱
Mg	۱٫۷۴۸	۱٫۷۴۵	۱٫۶۶۴	۱٫۷۳۳	۱٫۷۷۲	۱٫۷۰۱	۱٫۷۴۴	۱٫۷۲۷	۱٫۵۹	۱٫۷۱۶
Ca	۰٫۱۷	۰٫۰۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲
Te	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰	۰	۰٫۱۶	۰٫۱	۰٫۵۶
Fo	۹۲٫۶۲	۹۳٫۶	۹۲٫۸۱	۹۲٫۱۵	۹۲٫۸۴	۹۲٫۵۷	۹۲٫۳۷	۹۱٫۵۱	۹۱٫۰۱	۹۰٫۱۸
Fa	۰٫۹۲	۰٫۹۲۹	۰٫۹۷	۰٫۹۴	۰٫۹۷۸	۰٫۹۴	۰٫۹۳۶	۰٫۹۸	۰٫۹۹۹	۰٫۹۱۵
Mg#	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۳	۰٫۹۰

جدول ۲ نتایج ترکیب ارتوپیروکسن‌های موجود در در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت، محاسبه درصد اعضای پایانی آن‌ها بر اساس ۶ اکسیژن است (En: انستاتیت)

نوع Wt%	127	128	128	128	128	128	134	134	134
SiO ₂	۵۵٫۱	۴۲٫۱۳	۵۵٫۲۷	۴۰٫۶	۴۸٫۴۱	۴۵٫۰۵	۵۴٫۰۱	۳۸٫۶۵	۵۳٫۵۲
TiO ₂	۰	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۸	۰	۰٫۰۷	۰
Al ₂ O ₃	۵۰٫۲	۳۹٫۴	۳۶٫۸	۵۵٫۱	۳۳٫۶	۵۳٫۳	۴۲٫۳	۴۶٫۲	۵۹٫۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۶۲	۱٫۹۷	۰٫۵۸	۳٫۴۶	۰٫۷۲	۰٫۷	۰٫۹۵	۱٫۱۳	۰٫۹۳
Fe ₂ O ₃	۰	۱۱٫۱۹	۰	۸٫۹۸	۴٫۶	۹٫۰۸	۱٫۵۵	۱۱٫۵۹	۰
FeO	۴٫۷	۵٫۱۳	۴٫۵۵	۴٫۴۶	۵٫۵۵	۳٫۷۱	۴٫۵۸	۵٫۹۸	۵٫۶۵
MnO	۰٫۱۱	۰	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۱۶	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۲
MgO	۳۳٫۲	۳۶٫۲۷	۳۴٫۲۲	۳۶٫۱۷	۳۶٫۶۵	۳۶٫۱۵	۳۲٫۹	۳۷٫۱۳	۳۱٫۵۸
CaO	۱٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۵۵	۰٫۵۴	۰٫۳۲	۰٫۱۸	۱٫۰۲	۱٫۲	۱٫۳۸
مجموعه	۹۹٫۸۲	۱۰۰٫۸۸	۹۹٫۰۱	۹۹٫۷۷	۹۹٫۷۷	۱۰۰٫۸۱	۹۹٫۲۹	۱۰۰٫۴۱	۹۹٫۱۹
Si	۱٫۸۹۷	۱٫۵۳۳	۱٫۹۱۲	۱٫۳۹۵	۱٫۷۲۳	۱٫۶۰۹	۱٫۹۴۲	۱٫۳۹	۱٫۹۴۷
Ti	۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰	۰	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۲	۰
Al	۰٫۲۰۴	۰٫۱۶۹	۰٫۱۵	۰٫۶۱۳	۰٫۱۴۱	۰٫۲۲۴	۰٫۱۷۹	۰٫۱۹۶	۰٫۲۵۴
Cr	۰٫۰۱۷	۰٫۰۵۷	۰٫۰۱۶	۰٫۰۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲۷	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۷
Fe ³⁺	۰	۰٫۴۳۴	۰	۰٫۵۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۲۳۶	۰٫۰۳۹	۰٫۴۴۶	۰
Fe ²⁺	۰٫۱۳۶	۰٫۱۳۹	۰٫۱۳۱	۰٫۱۳۴	۰٫۰۴۴	۰٫۱۰۷	۰٫۱۲۷	۰٫۳۳۸	۰٫۱۶۵
Mn	۰٫۰۰۳	۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶
Mg	۱٫۷۰۴	۱٫۹۶۸	۱٫۷۵۸	۱٫۷۸۹	۱٫۹۴۵	۱٫۸۶۲	۱٫۶۲۴	۱٫۹۹۱	۱٫۷۱۲
Ca	۰٫۰۳۹	۰٫۰۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۷	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۹	۰٫۰۵۴
Wo	۲٫۱	۰٫۳۴	۱٫۰۶	۱٫۰۲	۰٫۵۷	۰٫۳۳	۱٫۹۸	۲٫۱۵	۲٫۷۸
En	۹۰٫۷	۹۴٫۷۷	۹۲٫۰۷	۹۵٫۲۵	۹۱٫۴۶	۹۳٫۲۱	۸۸٫۹۶	۹۲٫۴۹	۸۸٫۳۲
Fs	۷٫۲	۴٫۹	۶٫۸۷	۳٫۷۲	۷٫۹۷	۶٫۴۵	۹٫۰۶	۵٫۳۷	۸٫۸۹
Mg#	۹۳٫۱۱	۹۳٫۴	۹۳٫۵۱	۹۳٫۱۲	۹۷٫۷۸	۹۴٫۵۶	۹۲٫۷۴	۸۴٫۶۵	۸۷٫۵۹

جدول ۳ ترکیب اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت، بر اساس درصد وزنی و فرمول ساختاری آن‌ها با احتساب ۳۲ اتم اکسیژن.

Sample Wt%	۱۲۷	۱۲۷	۱۲۷	۱۲۷	۱۲۸	۱۲۷	۱۲۸	۱۲۸	۱۳۴	۱۳۴	۱۳۴
SiO ₂	۱۲٫۵۲	۲۰٫۲۲	۲۳٫۲	۱۴٫۸۹	۹٫۸۰	۱۹٫۰۳	۹٫۸	۱۱٫۲۹	۲۵٫۵۹	۱۲٫۳۱	۱۵٫۵۳
TiO ₂	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۳
Al ₂ O ₃	۱٫۱	۱۲٫۰۸	۱۴٫۵۴	۱۰٫۳۷	۱۲٫۱۲	۱۱٫۰۵	۱۲٫۱۲	۱۱٫۸۷	۱۳٫۳۹	۱۲٫۴۶	۱۴٫۴۶
MgO	۸٫۱۶	۲۴٫۳۶	۲۱٫۶۷	۲۰٫۰۱	۱۴٫۷	۳۱٫۰۱	۱۴٫۷	۱۵٫۶۸	۲۵٫۴۲	۳۲٫۸۴	۲۶٫۱۵
CaO	۰٫۸۷	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۳
MnO	۰٫۱۴	۰	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۲
FeO	۲۵٫۲۱	۱۵٫۷۳	۱۲٫۷۳	۲۱٫۱	۲۱٫۷۷	۹٫۰۱	۲۱٫۷۷	۲۱٫۰۵	۱۶٫۱۸	۱۲٫۲۹	۱۸٫۴۵
NiO	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰	۰٫۲	۰٫۰۷	۰	۰
Cr ₂ O ₃	۵۱٫۵۷	۲۶٫۳۶	۲۵٫۴۲	۳۲٫۶۲	۴۰٫۷۴	۲۵٫۰۱	۴۰٫۷۶	۴۰٫۲۶	۲۶٫۶۲	۲۸٫۴۵	۲۵٫۲۴
Total	۹۹٫۵۷	۹۸٫۸۵	۹۷٫۷۵	۹۹٫۳	۱۰۰٫۰۲	۹۵٫۲۵	۹۹٫۱۷	۱۰۰	۹۹٫۹۲	۹۹٫۴۷	۱۰۰٫۰۱
Si	۰٫۲۲۴	۰٫۵۷۹	۰٫۶۷۳	۰٫۴۴۴	۰٫۲۷۵	۰٫۵۴	۰٫۳۰۵	۰٫۳۴۵	۰٫۶۷۳	۰٫۳۳۷	۰٫۴۳۵
Ti	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰	۰	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱
Al	۰٫۳۵۹	۰٫۴۰۸	۰٫۴۹۷	۰٫۳۶۵	۰٫۴۶۴	۰٫۳۷	۰٫۴۴۴	۰٫۴۲۷	۰٫۴۱۵	۰٫۴۰۲	۰٫۴۷۸
Cr	۰٫۸۸	۰٫۵۹۷	۰٫۵۸۳	۰٫۷۶۹	۰٫۹۰۴	۰٫۵۶۲	۱٫۰۰۲	۰٫۹۷۳	۰٫۵۵۴	۰٫۶۱۵	۰٫۵۵۹
Fe ³⁺	۰٫۳۱۴	۰	۰	۰	۰٫۰۸	۰	۰	۰	۰	۰٫۳۰۹	۰٫۹۲
Fe ²⁺	۰٫۷۱۹	۰٫۳۷۷	۰٫۳۰۹	۰٫۵۲۶	۰٫۱۵۷	۰٫۲۱۴	۰٫۵۶۶	۰٫۵۳۸	۰٫۳۵۶	۰٫۰۰۵	۰٫۳۴۱
Mn	۰٫۰۰۴	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Mg	۰٫۴۱۵	۱٫۰۴	۰٫۹۳۷	۰٫۸۹	۱٫۲۷۲	۱٫۳۱۳	۰٫۶۸۲	۰٫۷۱۴	۰٫۹۹۷	۱٫۳۳۹	۱٫۰۹۲
Cr#	۷۱٫۰۲	۵۹٫۷	۶۶٫۶۱	۶۷٫۸۴	۶۶٫۰۸	۶۰٫۸۴	۶۹٫۳۱	۶۶٫۹۲	۵۷٫۱۷	۶۰٫۷۸	۵۳٫۹
Mg#	۳۶٫۵۹	۷۳٫۷۵	۷۵٫۱۹	۶۲٫۸	۷۳٫۹۵	۸۶٫۰۹	۶۳٫۴۳	۵۷٫۰۶	۷۳٫۶۹	۸۱٫۴۷	۷۷٫۶۶

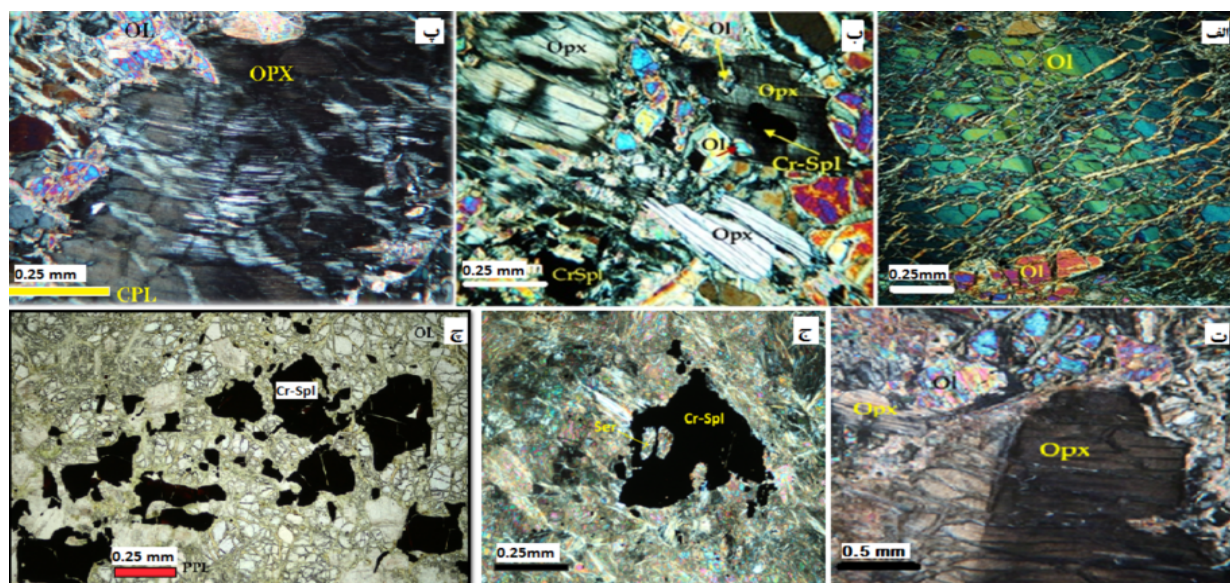
Fe^{2+}/Fe^{3+} assuming full site occupancy, $Cr\# = [Cr / (Cr + Al)]$, $Mg\# = [Mg / (Mg + Fe^{+2}) * 100]$, $Fe^{3+}\# = [Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Cr + Al)]$

جدول ۴ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت.

نمونه	۱۰۱	۱۰۲	۱۲۶	۱۲۷	۱۲۸	۱۳۴	۱۴۴
SiO ₂	۴۴.۸۵	۴۴.۲۷	۴۷.۸۵	۴۷.۹۱	۴۲.۵۱	۴۴.۴۲	۴۴.۱۵
Al ₂ O ₃	۰.۴۱	۰.۵۱	۰.۶۵	۰.۷۱	۰.۳۴	۰.۴۵	۰.۵۴
BaO	۰.۰۱<	۰.۰۱<	۰.۰۱<	۰.۰۱<	۰.۰۱<	۰.۰۱<	۰.۰۱<
CaO	۰.۶۲	۰.۶۴	۰.۶۲	۰.۶۹	۰.۴۵	۰.۵۸	۰.۴۷
Fe ₂ O ₃	۷.۶۴	۷.۹۶	۷.۶۳	۷.۹۱	۸.۵۱	۸.۰۹	۷.۸۹
FeO	۶.۸۶	۶.۹۱	۶.۸۵	۷.۱۱	۷.۶۵	۷.۲۷	۷.۰۹
K ₂ O	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۳۱	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۲۲	۰.۰۱
MgO	۴۵.۰۵	۴۶.۰۹	۴۰.۵۳	۴۱.۵۳	۴۷.۷۶	۴۵.۴۸	۴۶.۱۵
MnO	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۲
Na ₂ O	۰.۲۱	۰.۲۱	۰.۵	۰.۵۵	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۰۸
مجموع	۹۸.۷۳	۹۹.۸۱	۹۸.۳	۹۹.۴۱	۹۹.۴۸	۹۹.۵۲	۱۰۰.۲۲
SO ₃	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۱۹	۰.۲۶	۰.۲۲
TiO ₂	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲
Cr ₂ O ₃	۰.۳۳	۰.۳۶	۰.۴۱	۰.۴۵	۰.۲۸	۰.۳۴	۰.۳۲
LOI	۵.۵	۵.۹۶	۵.۱	۸.۱۲	۷.۶۹	۹.۶۶	۸.۶۶
CaO/Al ₂ O ₃	۱.۵۱	۱.۲۵	۰.۹۵	۰.۹۷	۱.۳۲	۱.۲۸	۰.۸۷
Mg#	۱۰۰	۱۰۰	۹۱.۵۸	۹۱.۹۶	۹۲.۲۴	۹۱.۸۹	۹۲.۷۴

ادامه جدول ۴ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و خاکی نادر در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت.

نمونه	۱۰۱	۱۰۲	۱۲۶	۱۲۷	۱۲۸	۱۳۴	۱۴۴
Ag(ppm)	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۱۴	۰.۰۲
As	۵.۵	۶.۳	۱.۵	۱.۷	۲.۴	۱۳.۳	<۰.۵
Ba	۵.۹	۶.۸	۴.۲	۴.۸	۴.۳	۶.۲	۴.۷
Be	۰.۲	۰.۵	۰.۳	۰.۶	۰.۴	۰.۳	۰.۲
CO	۹۰	۹۶.۳	۸۵	۸۹	۱۰۲	۸۹.۲	۷۰.۳
Cr	۱۷۱۶	۷۲.۱۸	۲۱۳۲	۲۳۴۰	۱۴۵۶	۱۷۶۸	۱۶۶۴
Cs	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۴	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱
Cu	۳۹.۲	۴۶.۸	۲۲.۱	۲۴.۱	۲۵.۴	۱۳۹.۸	۸۲
Ge	۰.۴۹	۰.۶۱	۰.۵۶	۰.۵۹	۰.۵۵	۰.۵۸	۰.۴۵
Hf	۰.۰۱۹	۰.۰۲	۰.۰۱۸	۰.۰۱۷	۰.۰۱۸	۰.۰۱۶	۰.۰۲
In	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
Li	۲.۱	۲.۵	۳.۱	۴.۸	۳.۲	<۰.۵	۷.۲
Mo	۰.۲	۰.۷	۰.۲	۰.۳	۰.۶	۱.۲	۰.۲
Nb	۰.۴۷	۰.۵	۰.۴۹	۰.۴۶	۰.۵	۰.۴۸	۰.۴۹
Ni	۲۰۱۱	۲۱۴۰	۱۷۸۰	۱۹۶۰	۲۲۴۰	۲۰۸۰	۱۶۷۰
Pb	۱.۵	۲.۲	۰.۵	۰.۹	۱	۴.۷	۰.۴
Rb	۰.۲	۰.۳	۰.۴	۰.۵	۰.۲	۰.۵	۰.۳
Sb	۰.۵	۰.۷	۰.۱	۰.۲	۰.۴	۱.۴	۰.۱
Sc	۶	۷	۶.۱	۶.۵	۶	۷.۲۳	۶.۳۳
Se	۰.۰۵	<۰.۰۵	۰.۱۳	۰.۱۳	<۰.۰۵	<۰.۰۵	<۰.۰۵
Sn	<۰.۲	<۰.۲	<۰.۲	<۰.۲	<۰.۲	<۰.۲	<۰.۲
Sr	۱۱.۵	۱۰.۹	۹.۲	۱۲.۱	۹.۵	۱۱.۲	۹.۲
Ta	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Te	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲	<۰.۰۲
Th	۰.۰۱۷	۰.۰۲	۰.۰۱۹	۰.۰۲	۰.۰۱۸	۰.۰۱۶	۰.۰۲
Ti	۱۱	۱۴	۱۵	۱۹	۱۰	۱۹	۱۰
U	۰.۰۲	۰.۰۱۷	۰.۰۱۹	۰.۰۲	۰.۰۱۶	۰.۰۱۹	۰.۰۱۵
V	۲۷	۳۰	۲۶	۳۸	۲۴	۲۹	۱۶
W	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۱	<۰.۱
Y	۰.۰۵	۰.۰۴۵	۰.۰۴۸	۰.۰۵	۰.۰۴۶	۰.۰۴۷	۰.۰۴۵
Zn	۲۵.۴	۲۶	۲۶.۹	۲۹.۳	۲۶.۸	۲۵.۳	۲۰.۵
Zr	۱	۰.۹	۰.۶	۱	۰.۸	۰.۹	۰.۷
La	۰.۲	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۰۸	۰.۲	<۰.۰۵
Ce	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۷	۰.۱۳	۰.۱۹	۰.۱۱
Pr	۰.۰۴۴	۰.۰۴۷	۰.۰۵	۰.۰۴۸	۰.۰۴۶	۰.۰۴۹	۰.۰۵
Nd	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۰۲
Sm	۰.۰۲	۰.۰۱۷	۰.۰۲	۰.۰۱۹	۰.۰۱۸	۰.۰۱۶	۰.۰۱۵
Eu	۰.۰۲	۰.۰۱۸	۰.۰۱۹	۰.۰۲	۰.۰۱۶	۰.۰۱۷	۰.۰۱۶
Gd	۰.۰۴۵	۰.۰۵	۰.۰۴۴	۰.۰۴۹	۰.۰۴۶	۰.۰۵	۰.۰۴۵
Tb	۰.۰۱۷	۰.۰۱۹	۰.۰۲	۰.۰۱۸	۰.۰۲	۰.۰۱۶	۰.۰۲
Dy	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱۹	۰.۰۱۸	۰.۰۱۷	۰.۰۲	۰.۰۱۶
Er	۰.۰۴۷	۰.۰۵	۰.۰۴۸	۰.۰۴۹	۰.۰۴۷	۰.۰۵	۰.۰۴۴
Tm	۰.۰۴۵	۰.۰۴۹	۰.۰۴۷	۰.۰۴۸	۰.۰۵	۰.۰۴۶	۰.۰۴۹
Yb	۰.۰۵	۰.۰۴۹	۰.۰۴۷	۰.۰۴۸	۰.۰۵	۰.۰۴۶	۰.۰۴۵
Lu	۰.۰۲	۰.۰۱۹	۰.۰۱۸	۰.۰۱۷	۰.۰۲	۰.۰۱۹	۰.۰۱۸



شکل ۴ الف) اثر نوار شکنجی و طولیل شدگی در بلورهای الیوین دارای بافت مشبک موجود در دونیت‌ها (CPL)، ب) ارتوپیروکسن موجود در هارزبورژیت همراه با میانبراهایی از الیوین و کانی اسپینل درون هارزبورژیت‌ها، (CPL)، پ) تیغه برون رست موجود در بلور ارتوپیروکسن هارزبورژیت‌ها، ت) درشت بلور ارتوپیروکسن هارزبورژیتی همراه با خاموشی موجی و طولیل شدگی در اثر تنش کششی (CPL)، ج) اسپینل بی‌شکل و تجزیه شده دارای میانبار سرپانتین در یک هارزبورژیت سرپانتینی شده (CPL)، چ) کانی فرعی کرومیت نیمه شکل تا بی‌شکل به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه با بافت تنش آوار درون هارزبورژیت سرپانتینی شده (PPL)، علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۷] است.

این پدیده نتیجه سرپانتینی شدن و اثر محلول‌های غنی از CO_2 است که سنگ‌های منطقه را دچار کرده و باعث ایجاد بافت مشبک شده است. فراوانی مودال الیوین در دونیت‌ها بطور متوسط بیش از ۹۰ تا ۹۵ درصد است که بیشتر آنها دستخوش فرایند سرپانتینی شدن شده‌اند به حدی که تنها جزایر کوچکی از الیوین‌های اولیه را می‌توان در سنگ مشاهده کرد و باعث ایجاد بافت مشبک شده‌است. هارزبورژیت فراوان‌ترین سنگ موجود در منطقه، شامل ۷۵ درصد الیوین و بین ۱۰ تا ۲۵ درصد کانی اصلی ارتوپیروکسن است. درون برخی از ارتوپیروکسن‌ها بلور الیوین و اسپینل به دام افتاده‌اند (شکل ۴ ب)، بلورهای دربردارنده تیغه‌های ناآمیزی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن بسیار درشت دارای طول و تا حدود ۵ تا ۶ میلیمتر هستند (شکل ۴ پ)، خمیدگی این تیغه‌ها از دیگر عوامل تأییدکننده اعمال دگرشکلی بر این سنگ‌هاست (شکل ۴ ت). اسپینل‌های موجود در سنگ‌های هارزبورژیتی بی‌شکل تا نیمه شکل و دارای شکستگی‌های پر شده با سرپانتین هستند، دانه‌ها دارای میانگین اندازه بین ۰/۵ تا ۱ میلیمتر به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه و فراوانی ۲ تا ۳ درصد حجمی هستند (شکل‌های ۴، ج و چ). کانی فرعی کرومیت، دانه ریز تا درشت، بی‌شکل و به رنگ سیاه بوده و اندازه آن‌ها از ۰/۱ تا ۰/۳

میلیمتر متغیر است. از آنجا که منطقه مورد بررسی به شدت دستخوش فرایند زمین‌ساختی شده است، درزه‌های بسیاری در سنگ‌ها وجود دارند که محل عبور آب‌های سطحی و عمقی هستند؛ لذا اغلب سنگ‌های فرامافیکی تا حد زیادی سرپانتینی شده و در بعضی مناطق به طور کامل به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. سرپانتینی شدن دلیلی بر آبدگیری گوشته و مهم‌ترین واکنش دگرسانی پریدوتیت‌هاست که در مراحل مختلف توسط محلول‌های گرمایی و دگرسانی در راستای درز و شکاف‌ها بر اثر فعالیت آب‌های جوی انجام می‌گیرد [۵] و در بیشتر موارد با تشکیل منیزیت همراه است.

شیمی کانی‌ها

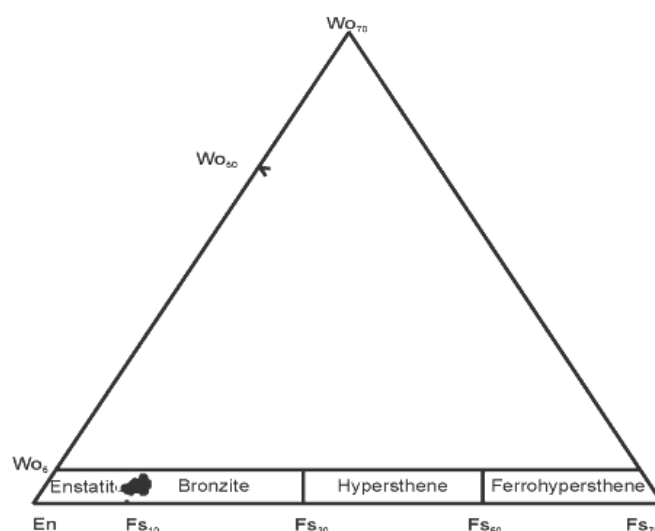
الیوین‌ها به عنوان فاز اصلی و فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌های هارزبورژیتی منطقه نازدشت است که دارای ترکیب یکنواخت و گستره کوچکی از فورستريت (90.18 - 93.6 Fo) است. مقدار MnO بین ۰ تا ۰/۵۱ درصد وزنی متغیر است و مقدار FeO موجود در الیوین‌ها پایین و در گستره‌ی ۵/۱۷ تا ۹/۴ درصد وزنی قرار دارد. NiO موجود در الیوین‌ها نیز بین ۰/۱ تا ۰/۰۹ درصد وزنی متغیر است. ترکیب الیوین‌های موجود در هارزبورژیت‌ها را روی خط اتصال فورستريت - فایالیت نشان

شیمیایی اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت بر روی مثلث $Cr^{3+} - Al^{3+} - Fe^{3+}$ (شکل ۶) نشان داده شده‌است. چنان که دیده می‌شود، نمونه‌ها بر محور $Cr^{3+} - Al^{3+}$ قرار می‌گیرند، که این نشان دهنده تمایل و کشیده شدن ترکیبات اسپینل به سمت قطب Cr^{3+} است. مقدار $[100 * Cr\# = [Cr / (Cr + Al)]$ موجود در اسپینل‌های منطقه مورد بررسی، متفاوت بوده و دارای گستره وسیعی بین ۵۳ تا ۷۱ است که تقریباً نزدیک به مقدار موجود در پریدوتیت‌های پهنه فرورانش است. بین مقدار Al_2O_3 و TiO_2 کانی کرومیت و گدازه‌ی اولیه ارتباط مشخصی وجود دارد. مقدار این عناصر در فرایندهای هوازدگی و دگرسانی بدون تغییر می‌ماند. بنابراین این دو نشانگرهای خوبی برای تعیین ترکیب گدازه‌ی اولیه مادر هستند [۱۰]. کرومیت‌هایی که مقدار TiO_2 آن‌ها کمتر از ۰/۲ درصد باشد از ماگمایی با خاستگاه بونینیتی ته‌نشین شده‌اند [۱۱]. با توجه به مقدار TiO_2 موجود در ترکیب کروم اسپینل-های منطقه فرامافیک نازدشت (بین ۰ تا ۰/۰۵ درصد) و نمودار TiO_2 نسبت به $Cr\#$ ، (شکل ۷) که در آن بیشتر نمونه‌ها نزدیک به گستره‌ی بونینیتی قرار گرفته‌اند، می‌توان نتیجه گرفت که کروم اسپینل‌های منطقه نازدشت در گستره کروم اسپینل‌هایی هستند که از ماگمایی با ترکیب بونینیتی متبلور شده و برآمده از واکنش یک ماگمای غنی از MgO با سنگ-های گوشته‌ای است که در آن ارتوپروکسن به صورت نامتجانس ذوب‌شده و تولید الیون و کروم اسپینل و یک ماگمای غنی از SiO_2 کرده است.

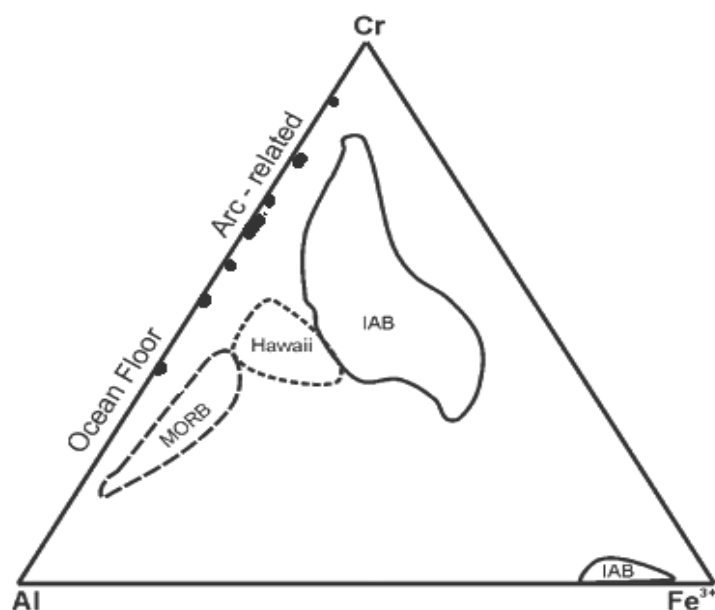
داده‌است (شکل ۵). این نمودار نشان می‌دهد که الیون‌ها دارای ترکیب فورستریتی هستند. مقدار $Mg\# = [100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})]$ الیون‌ها بین ۰/۹۰ تا ۰/۹۳ درصد وزنی است. سنگ‌های فرا بازی نوع آلی، بالاترین مقدار منیزیم را دارند [۸]. الیون‌های موجود در هارزبورژیت‌های منطقه فرامافیک نازدشت دارای مقدار MgO ، بین ۴۰/۴۸ تا ۴۷/۹۵ درصد وزنی و تقریباً غنی از MgO هستند.

ارتوپروکسن‌ها به عنوان دومین کانی اصلی در سنگ‌های هارزبورژیتی نازدشت حضور دارد و در گستره‌ی انستاتیت (En) قرار گرفته‌اند (شکل ۵، جدول ۲)، که مقدار En آن‌ها بین ۸۸/۳۲ تا ۹۵/۲۵ درصد وزنی متغیر است. مقدار $Mg\#$ در ارتوپروکسن‌ها در گستره‌ی ۹۲/۷ تا ۹۷/۷۸ درصد وزنی است که نشان‌دهنده‌ی نوع آلی سنگ‌های فرامافیکی (۸۹ تا ۹۲ درصد وزنی) است [۹]. مقدار Al_2O_3 موجود در هارزبورژیت-های منطقه بین ۳/۶۸ تا ۵/۹۸ درصد وزنی متغیر است.

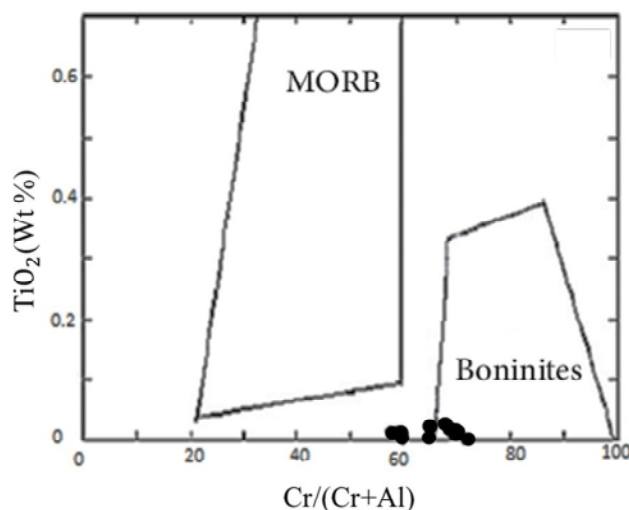
کروم اسپینل‌ها با درصدهای متفاوت در نمونه‌های هارزبورژیتی حضور دارند و از آنجا که این کانی در برابر دگرسانی پایدار و مقاوم است و در بیشتر موارد بدون تغییر باقی می‌ماند، می‌توان ترکیب شیمیایی اولیه سنگ‌های پریدوتیتی را تعیین کرد. ترکیب و فرمول ساختاری اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها در جدول ۳ آورده شده‌است. نتایج حاصل از بررسی شیمیایی نشان می‌دهد، که ترکیب شیمیایی اسپینل‌های هارزبورژیتی، از نظر Al_2O_3 در گستره‌ی کوچکی بین ۱۱ تا ۱۴ درصد وزنی است اما مقدار Cr_2O_3 در گستره‌ی وسیع‌تری بین ۲۰ تا ۴۰ درصد وزنی (بیش از ۱۵ درصد) تغییر می‌کند. ترکیب



شکل ۵ رده بندی پروکسن‌ها بر گرفته از مرجع [۱۲].



شکل ۶ نمودار سه تایی Fe^{+3} ، Cr^{+3} ، Al^{+3} و موقیت اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت، بر گرفته از مرجع [۱۳].



شکل ۷ نمودار $Cr\#$ نسبت به TiO_2 کانی‌های اسپینل موجود در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت رودان [۱۴].

زمین شیمی

مقادیر پایین عناصر ماگما دوست مانند نظیر Na، Ca، K و Al (جدول ۴)، Al_2O_3 (۰/۳۴ تا ۰/۷۱ درصد وزنی) و CaO (۰/۴۵ تا ۰/۶۹ درصد وزنی) در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت نشان می‌دهد که این سنگ‌ها می‌توانند به عنوان تفاله‌های ذوب‌بخشی در نظر گرفته شوند. به علاوه، مقدار Fe_2O_3 (۷/۶ تا ۸/۵ درصد) و Cr_2O_3 (۰/۲ تا ۰/۴ درصد وزنی) به همراه مقادیر پایین CaO ، TiO_2 و Al_2O_3 بیانگر آن است که این سنگ‌های فاقد پلاژیوکلاز، در اثر ذوب‌بخشی از عناصر

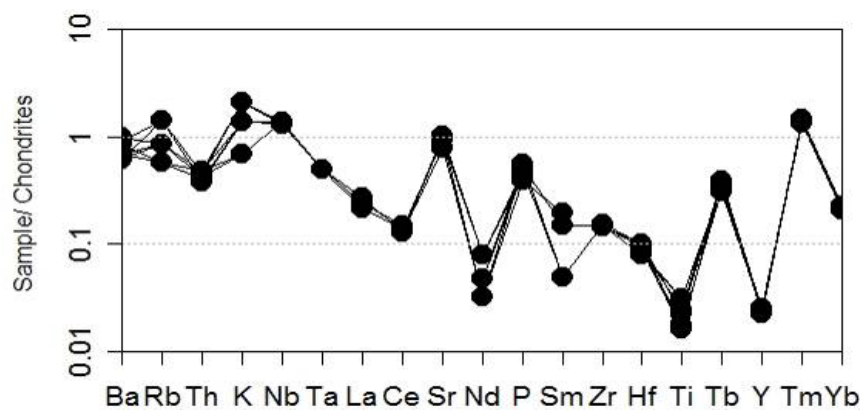
بارور تهی شده‌اند. مقدار پایین TiO_2 در این سنگ‌ها (۰/۰۱ تا ۰/۰۴ درصد وزنی) در مقایسه با ترکیب گوشته بالایی که، ۰/۲ درصد وزنی گزارش شده است [۱۵]، مشخصه تهی شدگی است، زیرا Ti عنصر ناسازگار است و می‌تواند به آسانی وارد ارتوپیروکسن و اسپینل شود [۱۶]. از طرفی، مقدار TiO_2 در کانسارهای نوع آلیی کمتر از ۰/۲۵ درصد وزنی است [۱۷]. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که مقادیر پایین CaO ، که بیانگر عدم حضور پلاژیوکلاز و درصد کم پیروکسن‌های فقیر از کلسیم است، به همراه حضور الیوین فورستریتی، نشان دهنده تعلق

Ta قادرند درون اسپینل‌های غنی از کرم وارد شوند، از این رو اسپینل‌ها، میزبان‌های مناسبی برای این عناصر به شمار می‌روند [۱۶].

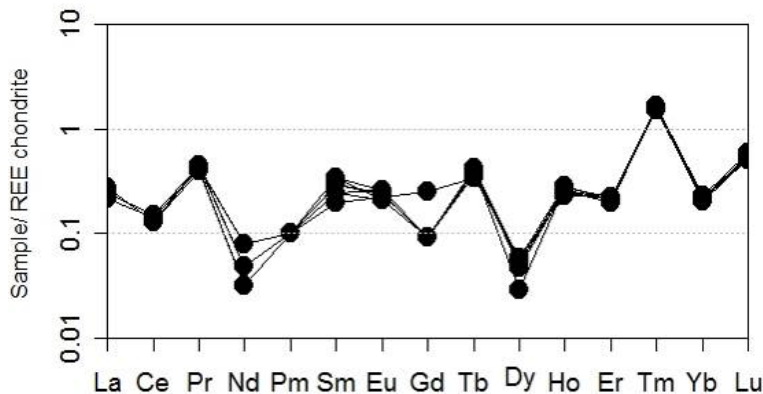
در نمودار عناصر فرعی و کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۸)، ناهنجاری مثبت عناصر نسبت به عناصر مجاور نشان دهنده خاستگاه گوشته‌ای این سنگ‌هاست. نسبت Zr/Hf در انواع سنگ‌های منطقه حدود ۴۱/۴۹ است که از مقدار آن در گوشته اولیه (۳۶/۲۵) [۱۵] بالاتر است و با توجه به این نسبت می‌توان گفت که سنگ‌های پریدوتیتی منطقه فرامافیک نازدشت چندین مرحله ذوب‌بخشی را پشت سر گذاشته‌اند. نسبت $Nb(N)/Ta(N)$ (بهنجار شده نسبت به گوشته) در همه نمونه‌های هارزبورژیت ۳/۳۴ است که از مقدار آن در گوشته اولیه (۱۷/۶) [۱۵] بسیار کمتر است و بنابراین یک ناهنجاری منفی را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های هارزبورژیتی بررسی شده نازدشت نسبت به کندریت بسیار کم و در بیشتر موارد کمتر از یک (شکل ۹) و نشانگر درصد ذوب‌شدگی بالا (بیش از ۲۵ درصد) است و در نتیجه اینکه نمونه‌های بررسی شده در گستره پریدوتیت‌های با تهی‌شدگی بالا قرار می‌گیرند.

پریدوتیت‌های فرامافیک نازدشت به گوشته است. مقدار $Mg\#$ در گستره‌ی ۹۱/۵۴ تا ۹۲/۷۴ درصدوزنی در نوسان بوده و گستره تغییرات یکسانی دارند و می‌توان نتیجه گرفت که هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت از $Mg\#$ بالایی برخوردار هستند؛ بالا بودن مقدار کروم نمونه‌ها منجر به کاهش FeO شده و می‌تواند دلیلی بر افزایش مقدار $Mg\#$ در این سنگ‌ها باشد.

باتوجه به مقدار متوسط Cr (۲۴۰۰ ppm) در سنگ‌های فرا بازی [۱۸] مقدار Cr (۱۴۵۶ تا ۲۳۴۰ ppm) در برخی سنگ‌های هارزبورژیتی این منطقه نزدیک به مقدار متوسط در سنگ‌های فرا بازی است. Ni از نظر سازگاری، مشابه Cr است، اما برخلاف Cr مقدار این عنصر در سنگ‌های مختلف از ترکیب کانی‌شناسی سنگ پیروی می‌کند. مقدار نیکل در سرپانتینیت‌هایی که سنگ مادر آن‌ها دونیت است ۱۸۰۰ ppm و در آن‌هایی که سنگ مادرشان پریدوتیت است ۱۶۰۰ ppm و در آن‌هایی که سنگ مادرشان پیروکسنیت است ۱۰۰۰ ppm به دست آمده است [۱۹]. در سنگ‌های فرامافیک نازدشت رودان، مقدار Ni در هارزبورژیت‌ها (۱۶۷۰-۲۲۴۰ ppm) است و در گستره سنگ مادر پریدوتیت قرار می‌گیرند. عناصر Nb و



شکل ۸ الگوهای عناصر فرعی و کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۵].

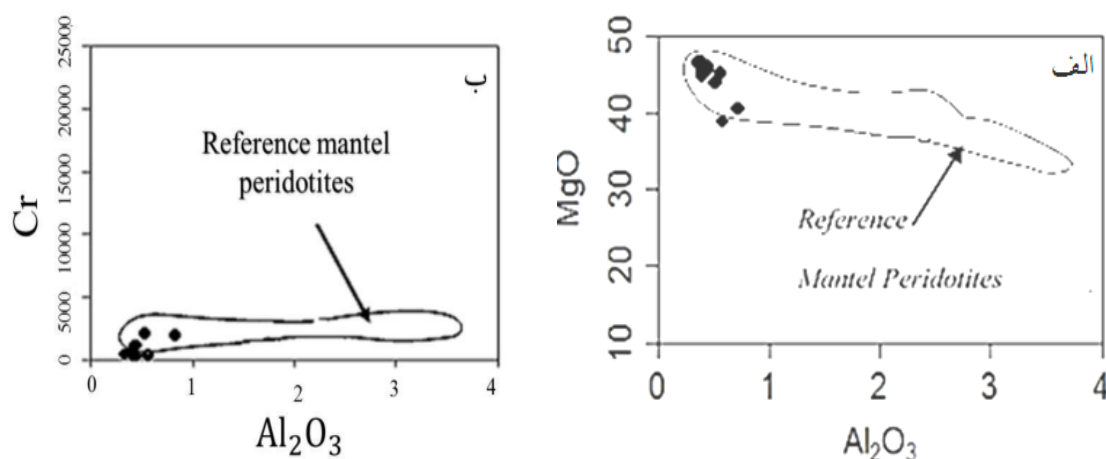


شکل ۹ الگوهای عناصر خاکی نادر نمونه‌های بررسی شده بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۵].

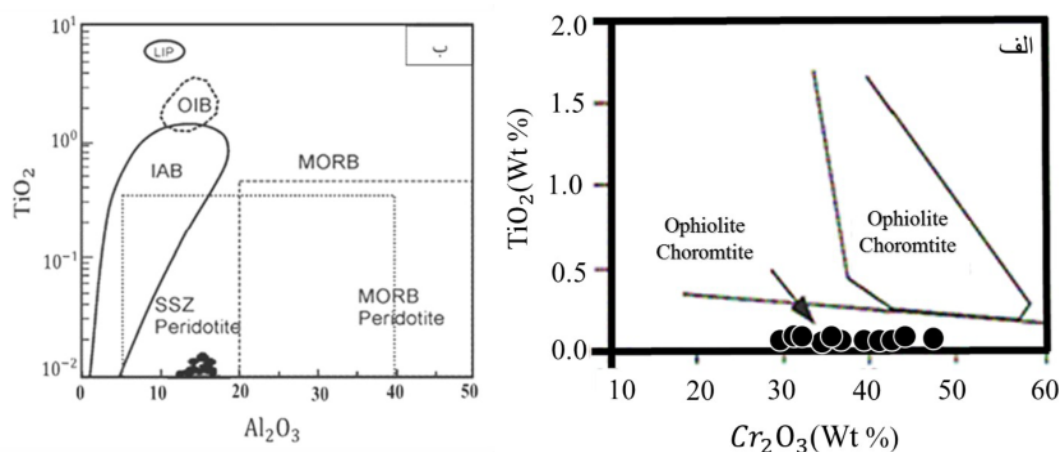
خاستگاه

به منظور مقایسه ترکیب سنگ‌های فرامافیک نازدشت با پریدوتیت‌های گوشته‌ای و یا به عبارت دیگر، پریدوتیت‌های افیولیتی کوهزایی غیرسرپانتینی [۲۰، ۲۱]، گستره این پریدوتیت‌ها بر نمودارهای مذکور آورده شده‌اند (شکل ۱۰). بخش عمده هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت، از نظر مقدار MgO و Cr مشابه پریدوتیت‌های گوشته‌ای بوده و از روند کلی پریدوتیت‌های افیولیتی غیر سرپانتینی دنیا پیروی می‌کنند. همچنین با کاهش Al_2O_3 بر مقدار MgO افزوده می‌شود. مقدار TiO_2 موجود در هارزبورژیت‌های منطقه (۰/۰۱ تا ۰/۰۴ درصد) پایین‌تر از سنگ‌های گوشته‌ای رشته‌ای میان اقیانوسی (۰/۱ تا ۰/۴) [۲۲] بوده و با سنگ‌های گوشته‌ای افیولیت‌های تشکیل شده در محیط‌های پهنه ابرفرورانشی (کمتر از ۰/۱) قابل مقایسه است [۱۷، ۲۳-۲۵] (شکل ۱۰، الف). مقدار Ni و Mg# سنگ‌های فرابازی از جمله مهم‌ترین پارامترهایی هستند که می‌توان از آن‌ها جهت تفکیک سنگ‌های فرا بازی وابسته به گوشته از سنگ‌های فرابازی تشکیل شده در پوسته استفاده نمود. مقدار Mg# سنگ‌های فرامافیک انباشتی تشکیل شده در پوسته اغلب پایین است، به عنوان مثال در سنگ‌های فرا بازی انباشتی دابی-سولو در چین برابر با ۸۴-۸۱ است [۲۶]. در حالی که این مقدار در سنگ‌های فرا بازی وابسته به گوشته اغلب بیش از ۹۰ است. (۹۱/۹ تا ۹۱/۱) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت کودی در چین [۲۲]. همچنین مقدار Ni در سنگ‌های گوشته تهی شده، ppm ۱۹۶۰ [۲۷] و ppm ۱۸۸۳ [۲۷] گزارش شده است. با توجه به مقدار Mg# سنگ‌های منطقه مورد بررسی (۹۱/۵۴ تا ۹۲/۷۴) که نزدیک به مقادیر سنگ‌های فرا بازی وابسته به گوشته است و همچنین مقدار Ni (۱۶۷۰ تا ۲۲۴۰)، به نظر می‌رسد که هارزبورژیت‌ها در بالاترین بخش گوشته بالایی تشکیل شده‌اند و در گستره‌ی پریدوتیت‌های افیولیتی قرار می‌گیرند. مقدار Fe_2O_3 کل در سنگ‌های فرا بازی انباشتی بسیار بالاتر از پریدوتیت‌های گوشته‌ای است. به عنوان مثال، مقدار

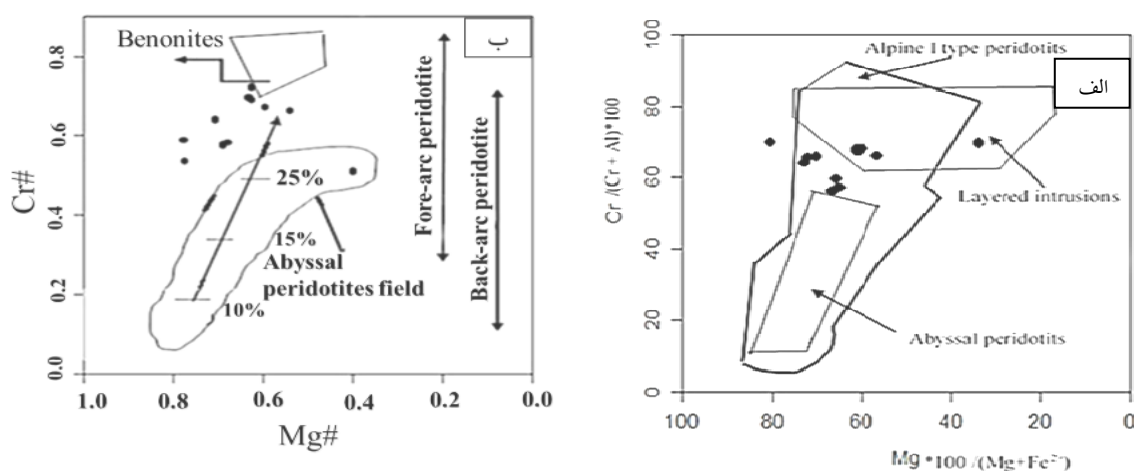
این اکسید در سنگ‌های انباشتی دابی-سولو بین ۱۳-۱۵ درصد بوده [۲۸]، در حالی که بیشترین مقدار آن در هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت ۸ درصد است، که این خود دلیلی بر تشکیل این سنگ‌ها در محیط غیر انباشتی است. از ترکیب اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها نیز برای تشخیص خاستگاه سنگ‌های فرامافیکی منطقه مورد بررسی استفاده شد. ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های نازدشت در نمودار Cr_2O_3 نسبت به TiO_2 آن‌ها را در گستره‌ی کرومیت‌های افیولیتی قرار داده‌است (شکل ۱۱ الف)، همچنین موقعیت کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های نازدشت در نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۱۰] نشانگر تشکیل آن‌ها در محیط ابرفرورانشی است (شکل ۱۱ ب). از طرف دیگر، در نمودار Cr# نسبت به Mg# [۱۱]، کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های نازدشت با پریدوتیت‌های نوع آلی همپوشی دارند (شکل ۱۲ الف). عدد کروم-اسپینل موجود در پریدوتیت‌های ابرفرورانشی بالاتر از عدد کروم-اسپینل موجود در پریدوتیت‌های آبیسال است، (از ۳۸ تا بیش از ۸۰) که نشان می‌دهد که درجه ذوب‌بخشی در پریدوتیت‌های ابرفرورانشی نسبت به پریدوتیت‌های آبیسال بالاتر است [۱۱]. با توجه به جدول ۳، مقدار Cr# در کرومیت‌های موجود در نمونه‌های هارزبورژیتی نازدشت در گستره ۵۳/۹ تا ۷۱/۰۲ درصد متغیر است؛ بنابراین می‌توان هارزبورژیت‌های منطقه نازدشت را مربوط به پریدوتیت‌های ابرفرورانشی با درجه ذوب بخشی بالا دانست. افزایش مقدار Cr# در پریدوتیت‌ها، نشان دهنده افزایش میزان ذوب‌بخشی در گوشته است [۱۱، ۲۹]. تاکنون پژوهش‌های بسیاری پیرامون مقدار Cr# در اسپینل پریدوتیت‌های گوشته‌ای و درجه ذوب-بخشی آن‌ها صورت گرفته‌است. در شکل ۱۲ ب درجه ذوب-بخشی اسپینل بر اساس محاسبات هیروس و همکارش [۳۰] به صورت پیکانی رسم شده است. دیده می‌شود که میزان درجه ذوب‌بخشی در اسپینل‌های منطقه مورد نظر بیشتر از ۲۵ درصد است.



شکل ۱۰ تغییرات Al_2O_3 نسبت به (الف) MgO و (ب) Cr در هارزبورژیت‌های نازدشت که متعلق به پریدوتیت‌های گوشته‌ای است و از روند کلی پریدوتیت‌های افیولیتی و غیر سرپانتینی دنیا پیروی می‌کند [۲۱].



شکل ۱۱ (الف) ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های نازدشت در نمودار Cr_2O_3 نسبت به TiO_2 (ب) موقعیت کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های نازدشت در نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۱۰].



شکل ۱۲ (الف) نمودار $Mg\#$ نسبت به $Cr\#$ کروم اسپینل‌های هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت و وابستگی آن‌ها به پریدوتیت‌های نوع آلیپی [۱۱]. (ب) نمونه هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت در نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ اسپینل‌های آن. گستره‌ی آبیسال، جلوی قوس و پشت قوس به ترتیب از مراجع [۳۲، ۳۱، ۱۳] و گستره بونینیت از مرجع [۱۱] آورده شده‌اند. نماد علامت‌دار شده نشان دهنده درصد ذوب سنگ پریدوتیت میزبان بر اساس محاسبات مرجع [۳۰] است.

برداشت

نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها و زمین‌شیمی سنگ کل هارزبورژیت‌های فرامافیک نازدشت نشان می‌دهد که الیون‌ها از نوع فورستریتی و غنی از منیزیم هستند و به پریدوتیت‌های نوع آلیی تعلق دارند، ارتوپروکسن انستاتیتی و اسپینل نیز کروم‌دار است و از نظر مقادیر Ni ، Cr ، MgO و مقدار پایین TiO_2 (۰/۱ تا ۰/۴ درصد)، مشابه پریدوتیت‌های گوشته‌ای بوده و از روند کلی پریدوتیت‌های افیولیتی غیر سرپانتینی دنیا پیروی می‌کند و با سنگ‌های پریدوتیتی افیولیت‌های تشکیل شده در محیط‌های پهنه برفروانشی قابل مقایسه است. ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های نازدشت آن‌ها را در گستره کرومیت‌های افیولیتی قرار داده است، همچنین موقعیت کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های نازدشت در نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 نشانگر تشکیل آن‌ها در محیط برفروانشی است. از طرف دیگر در نمودار Cr\# نسبت به Mg\# ، کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های نازدشت با پریدوتیت‌های نوع آلیی همپوشی دارند. مقدار Cr\# (۵۳/۹ تا ۷۱/۰۲) کروم اسپینل‌های نمونه‌های مورد بررسی مربوط به پریدوتیت‌های ابرفروانشی با درجه ذوب‌بخشی بالا (بیش از ۲۵ درصد) است که در یک محیط ابرفروانشی در شرایط گوشته بالایی تشکیل و سپس بر پوسته قاره‌ای فرارنده شده‌اند.

قدردانی

نویسندگان از مسئولان محترم مجله‌ی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران جهت ارائه هر چه مطلوب‌تر این مقاله سپاسگزاری می‌کنند.

مراجع

- [3] Poosti M., Ghadami G.H., Salehi S., "Mineralogy and Petrogenesis of chromian – spinel in Rudan ultramafic body, Hormozgan Province", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, Vol. 25 , No. 1, (Spring 2017) 149-166.
- [4] Khalatbari Jafari M., Babaie H., Moslempour M., "Mid-ocean-ridge to suprasubduction geochemical transition in the hypabyssal and extrusive sequences of major Upper Cretaceous ophiolites of Iran", The Geological Society of America Special(2016), Paper 525.
- [5] Mc Call G. g. H., Morgan K. H., Huber H., "Geological Quadrangle Map of Minab 1:250,000", Geological Survey of Iran, Tehran Series Sheet J13 (1983) 530.
- [6] Sazanov V. N., "Listwaenitization and ore mineralization", Russian Academi of Sciences (Russian text) (1975).
- [7] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.
- [8] Dick H. J. B., "The origin and emplacement of the Josephin peridotite of Southwestern Oregon", Ph.D. thesis, Yale University, USA. (1976) 409.
- [9] Ross C. S., Foster M. D., Myers A. T., "Origin of dunites and of olivine rich inclusions in basaltic rocks", American Mineralogist 39 (1954) 693-737.
- [10] 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.
- [11] Dick H. J. B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpinetype peridotites and spatially associated lavas", Contributions to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 54-76.
- [12] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", The Canadian Mineralogist 27 (1989) 143-156.
- [13] Barnes S. J., Roeder P. L., "The Range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks", Journal of Petrology 42(2001) 2279-2302.
- [14] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", Mineralogical Magazine 56 (1992a) 173-184.
- [15] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes, In: Sandres,
- [1] McCall G. J. H., "Explanatory text of the Minab Quadrangle Map 1:250,000", Geological Survey of Iran, Tehran No. J13, (1985a) 530p.
- [2] Rajabzadeh M. A., Ohnensteter M., Ohnbetsteterd D., Reisberg L., "Chrome and platinumgroup element (PGE) mineralization in chromitites from the Assemion and Neyriz ophiolites, Zagros belt, Iran" International platinum symposium, Institute of mineralogy and petrology, mining university, Leoben, Austria (1998).

- [25] Salavati M., Kananian A., Samadi A., Zaeiminia F., "Major mineral chemistry of ultramafic rocks of the ophiolite complex in the south of the Caspian Sea (east of Gilan) evidence from crystal differentiation at the pressure", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. (2009) P149-166
- [26] Liu Y., Zong K., Kelemen P. B., Gao S., "Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: Subduction and ultrahigh-pressure metamorphism of lower crustal cumulates", Chemical Geology 247 (2008) 133-153.
- [27] Salters V., Stracke A., "Composition of the depleted mantle", Geochemistry, Geophysics, Geosystems 5(5) (2004).
- [28] Workman R. K., Hart S. R., "Major and trace element composition of the 5 depleted MORB mantle (DMM)", Earth and Planetary Science Letters 231(1-2) (2005) 53-72.
- [29] Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation", Chemical Geology 113 (1994) 191-204.
- [30] Hirose K., Kawamoto T., "Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas", Earth and Planetary Science Letters 133 (1995) 463-473.
- [31] Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske M., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125", In: P., Fryer, J. A., Pearce and L. B., Stocking (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 125 (1992) 445-485.
- [32] Monnier C., Girardeau J., Maury R., Cotton J., "Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia)", Geology 23 (1995) 851-854.
- A.D. and Norry, M.H (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*", The Geological Society of London 42 (1989) 313-345.
- [16] Eggins S. M., Rudnick R. L., McDonough W. F., "The composition of peridotites and their minerals: a laser-ablation ICP-MS study", Earth and Planetary Science Letter 154 (1998) 53-71.
- [17] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.
- [18] Steuber, A. M. and Goles, G., "Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks", Geochimica et Cosmochimica Acta 31(1966) 75-93.
- [19] Edel'shtein I. I., "Petrology and nickel content of ultrabasic intrusions in the Tobol-Buryktal area of the Southern Urals. Magmatizm, Metamorfizm, Metallogeniya Urala", Akad. Nauk SSSR, Ural'sk Filial, Gorn.-Geol. Inst. Tr. Prevgovo Ural'sk. Petrogr. Soveshch., Sverdlovsk (1963) 319-323.
- [20] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fa, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta, 38 (1974) 757-775.
- [21] Orberger B., Lorand J. P., Girardeau J., Mercier J. C., Pitragool S., "Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttardit ophiolite, Northern Thailand", Lithos 35 (1995) 153-182.
- [22] Wang Z., Sun S., Hou Q., Li J., "Effect of melt-rock interaction on geochemistry in the Kudi ophiolite (western Kunlun Mountains, northwestern China): implication for ophiolite origin", Earth and Planetary Science Letters 191
- [23] Kananian A., et al., "Petrology, mineral chemistry and formation of Aland and Gheshlagh chromites, Khoy ophiolite complex northwest of Iran". Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. p 371-382 (2009).
- [24] Amini S., et al., "Petrography. Geochemistry and petrology of south of Sahneh ophiolite complex (northeast of Kermanshah)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. (2006) p 225-246.