

# ژئوشیمی، کانی‌شناسی و پتروژنز اولترامافیک‌های شمال رودان، استان هرمزگان

غلامرضا قدمی<sup>۱</sup> و محمد پوستی<sup>۱</sup>

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۰/۰۲

## چکیده

ناحیه مورد مطالعه در کوه گروم، شمال شهرستان رودان، استان هرمزگان در محل برخورد زون‌های زاگرس و مکران واقع شده است و بخشی از نوار افیولیتی رودان - میناب می‌باشد. اولترامافیک‌های مطالعه شده شامل لِرزولیت و هارزبورژیت و کانی‌های زمینه اولیوین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و کانی فرعی کروم اسپینل است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی مقادیر  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{TiO}_2$  و  $\text{V}$  این سنگ‌ها در محدوده افیولیت‌هایی کوهزایی غیر سرپانتینی شده قرار می‌گیرند، همچنین با توجه به داده‌های تجزیه نقطه‌ای،  $\text{Mg\#}$  در الیوین‌های لِرزولیت‌ها بین ۹۱/۱۵ تا ۹۳/۲۴ بوده که نشان‌دهنده منشأ دیرگداز و تفاله‌ای بودن الیوین می‌باشد. کلینوپروکسن‌های موجود در لِرزولیت‌ها نیز از نوع دیوپسیدی بوده و اسپینل‌ها از نوع فقیر از کروم هستند. مطالعات تفصیلی میکروپروب بر روی اسپینل موجود در این سنگ‌ها، مقادیر بالای  $\text{Mg\#}$  (۷۷-۷۱) و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۴۶/۳۱ تا ۵۲/۹۸ درصد وزنی) و مقادیر پایین ( $\text{Cr\#}$  ۱۴-۲۲) را نشان می‌دهند. نسبت کروم به آلومینیم ( $\text{Cr/Al}$ ) کانی اسپینل لِرزولیت‌ها برابر ۰/۱۹ است و مقدار  $\text{Fe}^{3+}$  اسپینل‌های موجود در لِرزولیت‌های مطالعه شده بسیار پایین ( $< 0/1$ ) است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی اسپینل، نمونه‌های مورد مطالعه در محل پشته‌های میان اقیانوسی (مورب) تشکیل شده‌اند همچنین در همین راستا شواهد این کانی‌ها نشان از عبور کردن یک ماگمای مورب از درون تفاله‌های باقیمانده در این محیط تکنونیک دارد.

**کلیدواژه‌ها:** کروم اسپینل، هارزبورژیت، لِرزولیت، افیولیت، رودان.

\***نویسنده مسئول:** غلامرضا قدمی

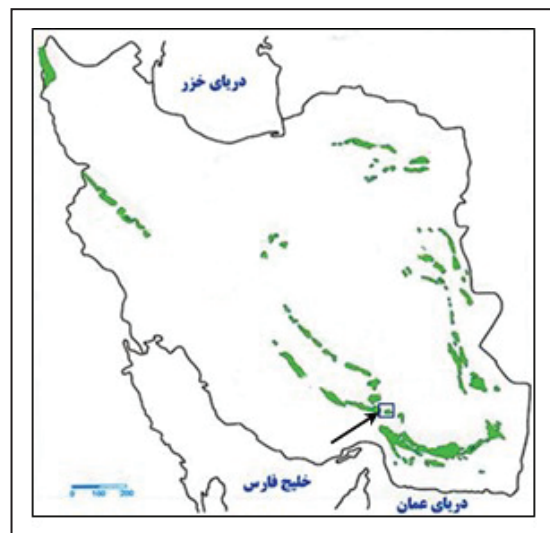
E-mail: ghadami@homozgan.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

۳۳° تا ۲۷° ۲۹° شمالی واقع گردیده است. مجموعه اولترامافیک گروم، از خاور و باختر با آمیزه‌های رنگین منطقه مرز گسله دارد. (شکل ۱). از دیگر مطالعات انجام شده در منطقه مورد مطالعه می‌توان به پترولوژی، ژئوشیمی، ساخت و بافت معادن کرومیت فاریاب در کمپلکس اولترامافیک سرخ‌بند و مطالعات گابورهای منطقه جغینتوسط اشاره کرد (Najafzadeh et al. 2008; Rahgoshay and Shafaii Moghadam, 2005).

مسئله منشأ اولترامافیک‌های موجود یکی از مسائل مهم در بحث ژنز مکران است و دانشمندان و محققان مختلفی بر روی آن کار کرده و به نتایج واحدی نرسیده‌اند. در این مطالعه با بهره‌گیری از بررسی‌های زمین‌شناسی اعم از صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمی و شیمی کانی‌ها، به بررسی سنگ‌های اولترامافیک شمال رودان بویژه لِرزولیت‌های این ناحیه پرداخته شده که به صورت یک توده کاملاً مجزا از معادن کرومیت فاریاب (آسمینون)، در شمال شهرستان رودان قرار گرفته است. در این پژوهش چگونگی تکامل و تحولات کانی‌شناسی، پترولوژی و پتروژنز لِرزولیت‌های گروم مورد بررسی قرار گرفته است تا بتوان شناختی از روند و ترتیب عملکرد فرایندهای مؤثر بر تشکیل اولترامافیک‌های منطقه مکران را توجیه کرد (فضل‌نیا، ۱۳۹۰).

مجموعه‌های افیولیتی، می‌توانند قطعات لیتوسفر اقیانوسی هستند که طی فرآیند تکنونیک در پوسته قاره‌ای جایگزین شده‌اند و با استفاده از توالی اولترامافیک آنها می‌توان به فرآیندهای حاکم بر گوشته بالایی و فرایندهای فیزیکوشیمیایی حاکم بر محیط اقیانوسی پی برد (Nicolas, 1989). منطقه گروم از لحاظ ساختاری در محل برخورد زون‌های زاگرس و مکران و بخشی از کمربند افیولیتی آلپ - هیمالایا می‌باشد. سنگ‌های اولترامافیک منطقه گروم قسمتی از مجموعه اولترامافیک سرخ‌بند بوده که فرض بر این است که این سنگها مشابه دیگر بخش‌های مجموعه افیولیتی سرخ‌بند در قسمتی از بلوک اقیانوسی تتیس هستند که در طی کرتاسه فوقانی بروی حاشیه قاره قرار گرفته‌اند (Rajabzadeh, 1998). مجموعه اولترامافیک سرخ‌بند، به شکل گوه‌ای به طول ۱۷ کیلومتر و عرض بیش از ۶ کیلومتر و با مساحت بیش از ۱۰۰ km<sup>2</sup> و به سن قبل از اوردوئین (McCall, 1985) در جهت شمال غرب - جنوب شرق امتداد دارد و سنگ‌های اصلی آن دونیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت هستند (McCall, 2003). این مجموعه بزرگترین توده اولترامافیک واقع در چهارگوش میناب است. ناحیه مورد مطالعه در ۱۵ کیلومتری شمال شهرستان رودان، در استان هرمزگان بین طول‌های جغرافیایی ۱۵°، ۵۷° تا ۱۳°، ۵۷° شرقی و عرض‌های جغرافیایی

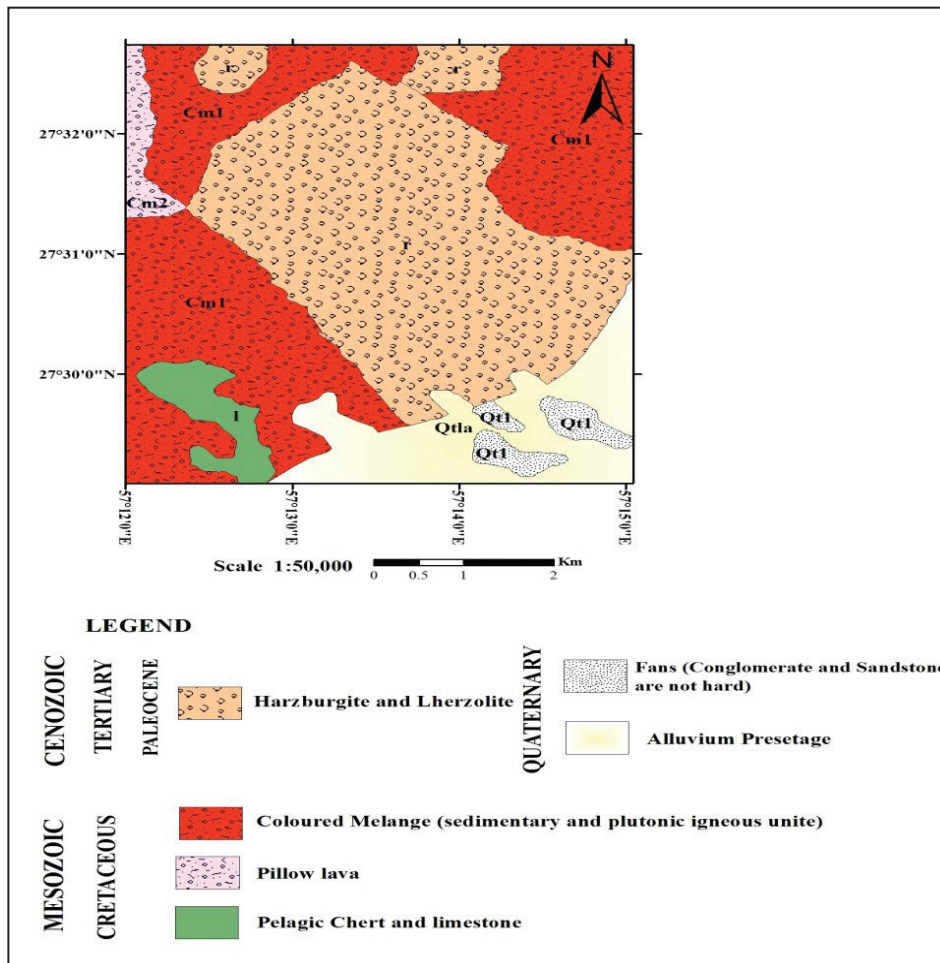


شکل ۱- پراکندگی افیولیت‌های ایران و محدوده مورد مطالعه که بر روی آن مشخص گردیده است (Emami et al., 1993).

## ۲- زمین‌شناسی منطقه

گسله بودن کلیه واحدهای سنگی آن، پهنه‌های فراوان برشی در آنها ایجاد شده است. بررسی‌های صحرایی در منطقه وجود رسوبات با سن کواترنری در میان مجموعه‌های بازیک (چرت‌های رادیولاریت‌دار، آهک‌های) نشان می‌دهد، که در مجاورت اولترامافیک‌های شمال رودان قرار گرفته‌اند (شکل ۲). مجموعه مورد بررسی به دلیل خاستگاه و چگونگی تشکیل آن‌ها در بررسی صحرایی به شدت تکنویزه است که نشان از فشار حاکم بر این سنگ‌ها در زمان جایگیری است. در بررسی بیشتر کانی‌های مافیک در نمونه دستی دیده شد که پیروکسن‌ها بخش اعظم زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد همچنین کانه‌های فلزی نیز در نمونه دستی از توسعه زیادی برخوردار هستند.

کمپلکس اولترامافیک رودان، در حد فاصل زون سندج-سیرجان و زون مکران قرار دارد. برخی از زمین‌شناسان، این مجموعه را به زون مکران و برخی دیگر آن را به زون سندج-سیرجان نسبت داده‌اند. با توجه به اینکه، این مجموعه در نزدیکی زون‌های فرورانش و برخوردی مهمی چون زون برخوردی زاگرس و زون حاشیه قاره‌ای مکران واقع شده است، مجموعه‌های افیولیتی در مرز بلوک‌ها و زون‌های مختلف زمین‌شناسی در استان هرمزگان به غیر از چند مورد کم و بیش به صورت مجموعه‌های درهم و رنگی در آمده‌اند که در دنبال هم و در کنار گسل‌ها و رورانگی‌ها قرار دارند. به دلیل خاستگاه و چگونگی تشکیل آنها به شدت تحت اثر تکنونیک حاکم بر آنها قرار گرفته، به طوری که علاوه بر



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی اولترامافیک‌های شمال رودان، استان هرمزگان (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب، با تغییرات از (Mc Call et al., 1983).

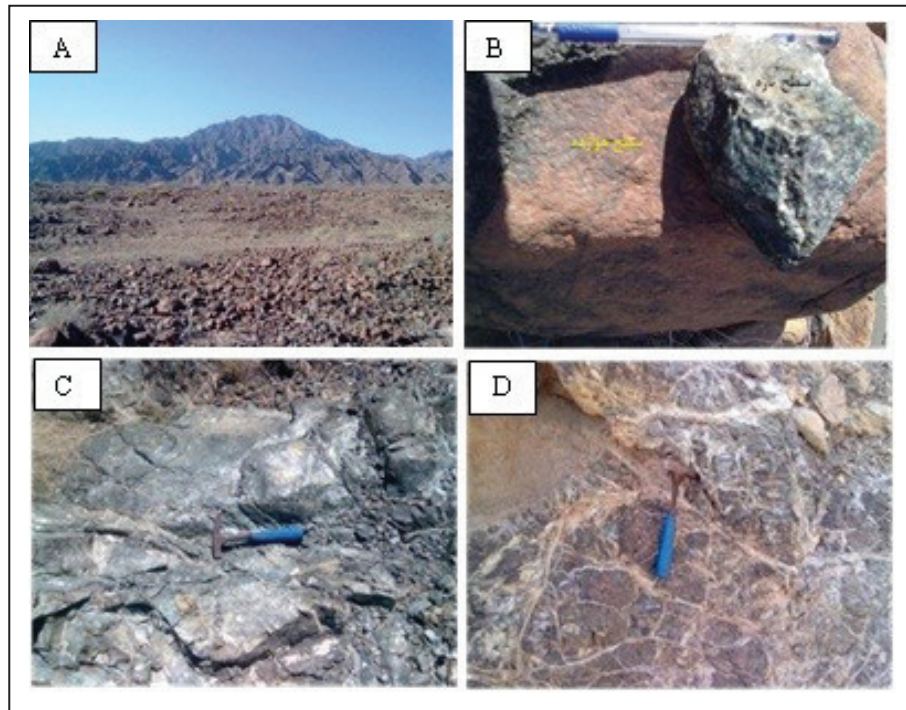
## ۳- روش انجام پژوهش

عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای قابل تشخیص هستند. به دلیل مقاومت نسبتاً بالای این سنگ‌ها نسبت به سایر بخش‌ها، عمدتاً تشکیل ستیخ‌های مرتفع با شیب دامنه زیاد و دره‌های پرپیچ و خم با توپوگرافی خشن را می‌دهند (شکل ۳- A). در سطح هوازه به رنگ زرد قهوه‌ای تا قهوه‌ای سوخته و در سطح تازه شکسته شده به رنگ سبز تیره می‌باشند (شکل ۳- B). رنگ هوازه قهوه‌ای روشن تا تیره در سطح سنگ‌ها مربوط به آزاد شدن آهن از شبکه کانی‌های فرومینزین و اکسید شدن آن بصورت آهن فریک می‌باشد. پریدوتیت‌های منطقه به دلیل تأثیر فازهای هیدروترمال بر کانی‌های فرومینزین این سنگ‌ها به شدت دگرسانی نشان می‌دهند. در همین راستا با توجه به محیط تشکیل این سنگ‌ها شاید علل اصلی سرپانتینیتی شدن و گسترش دگرسانی را نیز بتوان به برخورد ماگمای بازیک با آب در مناطق کشتی نسبت داد (شکل‌های ۳- C و ۳- D). بر اساس مطالعات پتروگرافی سنگ‌های اولترامافیک شمال رودان، عمدتاً از لرزولیت و هارزبوریت تشکیل شده‌اند و معمولاً دارای بافت پورفیرو کلاستیک هستند که در ادامه شرح داده می‌شوند:

پس از برداشت نمونه‌ها در این منطقه ۳۱ نقطه از کانی‌های انتخابی الیون، پیروکسن و اسپینل اولترامافیک‌های توسط شرکت فرآورده‌های معدنی کرج (ایمیدرو) مورد تجزیه میکروپروپ قرار گرفت که آنالیز کانی‌های موجود در آن‌ها با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروپ EPMA (مدل CAMECA, SX100)، با ولتاژ شتاب‌دهنده kv15 و جریان پرتو nA20 انجام شد. برای تعیین مقدار  $Fe^{3+}$  از فرمول ارائه شده توسط Droop (1987) استفاده شد که نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده است. تجزیه ۱۰ نمونه سنگ کل توسط شرکت ACME در کانادا انجام و اکسیدهای عناصر اصلی بروش ICP-OES و عناصر فرعی و کمیاب بروش ICP-MS انجام گرفت که نتایج آن در جدول ۴ آورده شده است.

## ۴- مطالعات صحرایی و پتروگرافی

سنگ‌های اولترامافیک شمال رودان با رنگ کاملاً تیره و تقریباً یکدست و یکنواخت بر روی



شکل ۳- A) دورنمایی از اولترامافیک‌های شمال رودان، استان هرمزگان (دید به سمت شمال)؛ B) سطح تازه و هوازده در سنگ‌های اولترامافیک شمال رودان، استان هرمزگان؛ C) سرپانتینیزاسیون و خردشدگی شدید سنگ‌های اولترامافیکی شمال رودان، استان هرمزگان، در امتداد سطوح گسلی؛ D) حضور کانی‌های ثانویه بویژه کربنات‌ها در درزه‌های تکتونیک سنگ‌های اولترامافیکی شمال رودان، استان هرمزگان.

#### ۴-۱. لرزولیت‌ها

کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها الیون، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و کانی فرعی اسپینل کروم دار است که تحت شرایط گوشته و بر اثر تأثیرات رژیم تکتونیکي متحمل دگرگونی شده‌اند (شکل‌های ۴- A و B). بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که ترکیب لرزولیت‌ها، شامل ۶۰-۷۰ درصد حجمی الیون، بین ۱۵ تا ۱۰ درصد حجمی کلینوپیروکسن و حدود ۲۰ درصد حجمی ارتوپیروکسن می‌باشد (شکل‌های ۴- A و B). کروم اسپینل نیز به عنوان کانی فرعی بین ۱ تا ۲ درصد حجمی در نمونه‌ها وجود دارد. در بعضی از نمونه‌ها فضای بین بلوری در این سنگ‌ها نیز توسط الیون دانه پر شده‌اند و اسپینل کروم‌دار و سرپانتین پر شده‌اند که نشان از دگرگونی این سنگ‌ها در مناطق گوشته ای است. در بررسی‌های پتروگرافی کلینوپیروکسن‌ها نیز به صورت پورفیروکلاست در کنار ارتوپیروکسن‌ها دیده شده و از طرفی نیز ارتوپیروکسن‌ها بیشتر شواهد آلتراسیون را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴- A و B).

#### ۴-۲. هارزبورژیت‌ها

هارزبورژیت‌های منطقه دارای ۷۰-۷۵ درصد حجمی الیون، بین ۱۰-۲۵ درصد حجمی ارتوپیروکسن، کمتر از ۵ درصد حجمی کلینوپیروکسن و حداکثر ۱-۲ درصد حجمی اسپینل هستند، که بر اثر فرایندهای زمین‌ساختی، متحمل دگرشکلی شده‌اند. بخش زیادی از الیون‌های موجود در این سنگ‌ها سرپانتینی شده‌اند و درصد سرپانتینی شده بین ۱۰ تا ۸۰ درصد متغیر است. با این حال، هسته‌هایی از الیون تازه را می‌توان در مقاطع پیدا نمود (شکل ۴- C). با توجه به فراوانی بیشتر این کانی و به علت شدیدتر بودن فرایند سرپانتینی شدن در هارزبورژیت‌ها نسبت به لرزولیت‌ها، بافت مشبک (Mesh texture) در این سنگ‌ها به خوبی توسعه یافته است و کانی‌های سرپانتین حاصل، کریستال‌های الیون را به صورت جزایری می‌جزا در بر گرفته‌اند (شکل ۴- C). کانی‌های ثانویه شامل سرپانتین و مگنتیت است. ارتوپیروکسن بزرگ‌ترین کانی تشکیل دهنده این پردوتیت‌ها می‌باشد و معمولاً دگرشکلی از خود نشان می‌دهند که نشانه تغییر شکل آنها در دما و فشار بالای گوشته است. این کانی

با بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن به موازات رخ‌های آن مشهود است (شکل ۴- D). بلورهایی حاوی تیغه‌های ناآمیزشی معمولاً بسیار درشت‌اند و تا حدود ۳/۵ میلی‌متر طول دارند. در بسیاری از موارد، ادخال‌های دانه ریز تا دانه متوسط از کانی الیون درون ارتوپیروکسن‌ها (بافت پوئی کلیتیک) قابل مشاهده است که گاه شواهد سرپانتینی شدن را نمایش می‌دهد. این سنگ‌ها پردوتیت‌های برجای مانده از فرایند ذوب بخشی هستند زیرا حاشیه ارتوپیروکسن‌ها به صورت مضرس بوده و توسط الیون‌های ریز دانه پر شده است، این پدیده نشانگر ثانویه بودن الیون و حاصل واکنش سنگ دیواره با مذاب است (شکل ۴- D). طولیل شدگی غیر معمول و درزه‌های موجود در این بلور نشانگر تأثیر استرس برشی است (شکل ۴- E). وجود تیغه‌های دگرشکلی و نیز خاموشی موجی در بلورهای ارتوپیروکسن از جمله نشانه‌های دگرشکلی پلاستیک در این سنگ‌ها است. کلینوپیروکسن موجود در هارزبورژیت‌ها به دو صورت تک کانی در متن سنگ و نیز به صورت کانی تیغه‌های عدم آمیزشی به موازات رخ‌های ارتوپیروکسن دیده می‌شود. ابعاد کلینوپیروکسن‌ها بین ۰/۲ تا ۲/۵ میلی‌متر بوده که نسبت به الیون‌ها درشت‌تر و از ارتوپیروکسن‌ها کوچکتر است. اسپینل تنها در فضای بین کانی‌ها و در اغلب موارد در زمینه سرپانتینی سنگ حضور دارد و در الیون‌ها و پیروکسن‌ها دیده نمی‌شود. اسپینل‌ها اکثراً نیمه شکل‌دار و در نور طبیعی به رنگ قرمز تا قهوه‌ای تیره بوده و در مواردی حاشیه‌ای سیاه رنگ که ناشی از مگنتیتی شدن این کانی است، در اطراف آنها و داخل شکستگی‌ها دیده می‌شود که این امر به دلیل افزایش آهن در این مناطق می‌باشد (شکل ۴- F).

#### ۵- شیمی کانی‌های موجود در لرزولیت‌های اولترامافیک‌های شمال رودان

مهمترین کانی‌های تجزیه شده در سنگ‌های اولترامافیکی لرزولیتی مطالعه شده شامل الیون، پیروکسن و اسپینل است که در ادامه شرح داده می‌شوند:

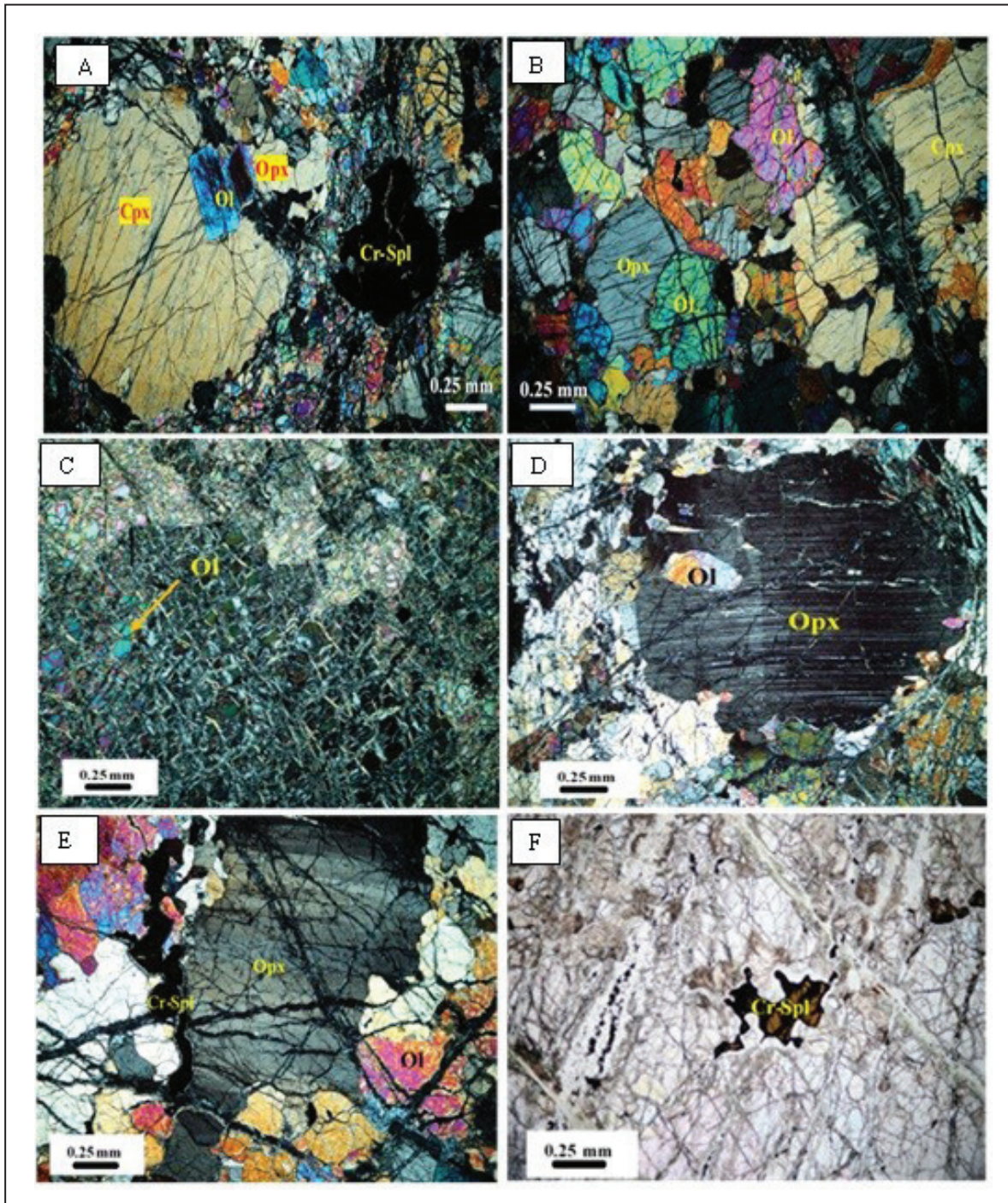
##### ۵-۱. الیون‌ها

الیون‌ها، فراوان‌ترین کانی موجود در لرزولیت‌ها و اغلب سرپانتینی شده هستند. نتایج آنالیز



که مقدار MgO آنها بین ۵۰/۵۵ تا ۵۰/۱۷ درصد وزنی محاسبه شده است. مقدار MnO (۰/۱۱ تا ۰/۱۷ درصد وزنی)، NiO (۰/۱ تا ۰/۰۹ درصد وزنی) است و مقدار FeO الیون (۸/۲۱ تا ۱۰/۰۶ درصد وزنی) در این سنگ‌ها نسبتاً پایین است.

نقطه‌ای الیون‌های موجود در سنگ‌های اولترامافیک رودان، فرمول ساختاری و میزان  $Mg\# = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$  آنها در جدول آورده شده است. ترکیب متوسط الیون‌های موجود از نوع فورستریتی (Fo=91.61-89.8) می‌باشد و غنی از منیزیم هستند، به گونه‌ای



شکل ۴- A) درشت بلور کلینوپیروکسن موجود در لرزولیت‌های اولترامافیک‌های شمال رودان به همراه ادخال‌هایی از کانی اولیون در نور پلاریزه (XPL)؛ B) الیون‌های فورستریتی موجود در نمونه لرزولیتی در نور پلاریزه (XPL)؛ C) الیون‌های موجود در هارزبورژیت‌ها با بافت مشبک که در میان شبکه سرپانتینی حاصل از دگرسانی محصور شده‌اند، در نور پلاریزه (XPL)؛ D) ارتوپیروکسن موجود در هارزبورژیت با بافت پوئی کلیتیک، حاشیه واکنشی و تیغه‌های عدم آمیزشی کلینوپیروکسن که به موازات رخ‌های آن وجود دارد، در نور پلاریزه (XPL)؛ E) درشت بلور ارتوپیروکسن هارزبورژیتی همراه با خاموشی موجی و طویل شدگی در نور پلاریزه (XPL)؛ F) کانی اسپینل سرخ - قهوه‌ای بی‌شکل و تجزیه شده به مگنتیت در زمینه‌ی سرپانتینی شده در نور معمولی (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها اقتباس از Kretz (1983).

جدول ۱- ترکیب یونین‌های موجود در لرزولیت‌های شمال رودان، استان هرمزگان، بر اساس درصد وزنی و محاسبه فرمول ساختاری آنها با احتساب ۴ اتم اکسیژن.

Sample wt%	58 Lz	58 Lz	58 Lz	58 Lz	102 Lz	102 Lz	102 Lz	102 Lz
SiO <sub>2</sub>	41.10	41.15	40.96	41.00	40.50	41.00	40.51	40.41
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.03	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
FeO	8.21	8.52	8.56	9.33	9.27	9.35	10.06	9.61
MnO	0.11	0.11	0.11	0.13	0.13	0.17	0.13	0.14
MgO	51.04	51.01	50.55	50.10	51.30	50.20	50.38	50.40
CaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.09	0.08	0.08	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10
Total	100.70	100.90	100.30	100.00	101.00	100.90	101.26	100.72
Si	0.992	0.992	0.994	0.995	0.973	0.993	0.979	0.980
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
-Fe <sup>3</sup>	0.013	0.015	0.011	0.009	0.053	0.013	0.042	0.040
+Fe <sup>2</sup>	0.153	0.156	0.163	0.180	0.133	0.176	0.161	0.155
Mn	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Mg	1.837	1.833	1.829	1.812	1.837	1.813	1.815	1.822
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tot. Ca.	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Mg#	92.31	92.15	91.81	90.96	93.24	91.15	91.85	92.16
Te(Mn)	0.11	0.11	0.11	0.13	0.13	0.17	0.13	0.14
Fo	91.61	91.32	91.21	90.41	90.67	90.37	89.80	90.20
Fa	8.27	8.56	8.66	9.44	9.19	9.44	10.06	9.65

Lz = Lherzolite; Hz = Harzburgite; Te=Tephroite; Fo=Forsterite; Fa=Fayalite

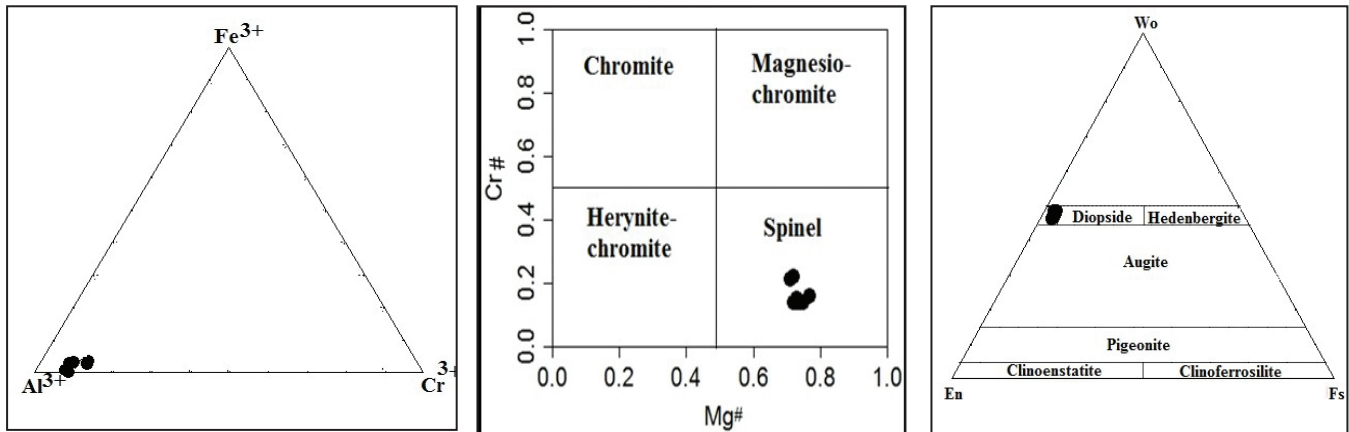
## ۵-۲. کلینوپروکسن‌ها

جدول ۳ آورده شده است. داده‌های حاصل از تجزیه‌های نقطه‌ای نشان می‌دهد که عدد کروم در برابر آن  $(Cr\# = [Cr * 100 / (Cr + Al)])$  در کروم اسپینل‌ها بین ۱۴ تا ۲۲ می‌باشد. در برابر آن مقادیر عدد منیزیم  $(Mg\# = [Mg * 100 / (Mg + Fe^{2+})])$  نمونه‌ها نسبتاً بالا است (۷۱-۷۷) (شکل ۶). داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای نشان می‌دهد که در ترکیب شیمیایی اسپینل‌ها میزان Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در محدوده بین ۶۶/۱۲ تا ۸۰/۱۹ درصد وزنی تغییر می‌کند و از اکسید کروم نسبتاً فقیرند. اما از  $Al_2O_3$  (۵۲/۹۸ <  $Al_2O_3$  < ۴۶/۳۱) نسبتاً غنی می‌باشند، که به خاطر افزایش این اکسید میزان Cr# کاهش یافته است. همچنین اسپینل‌ها کمترین میزان FeO (۱۲/۴۴ تا ۱۴/۶۱ درصد وزنی) را به خود اختصاص داده‌اند (جدول ۳)، این نوع ترکیب نشان دهنده یک ترکیب پیکوتیتی (اسپینل قهوه‌ای) است (Ahmadipour et al., 2003). ترکیب شیمیایی اسپینل‌های منطقه در نمودار مثلثی  $Fe^{3+}$ - $Al^{3+}$ - $Cr^{3+}$  (شکل ۷) نشان داده شده است. همان‌طور که مشهود است نمونه‌ها بر روی محور  $Al^{3+}$ - $Cr^{3+}$  قرار می‌گیرند که نشان دهنده تمایل و کشیده شدن ترکیب اسپینل به سمت قطب  $Al^{3+}$  می‌باشد و در واقع اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مطالعه شده غنی از آلومینیم هستند (شکل ۷). مقدار TiO<sub>2</sub> در اسپینل‌های لرزولیت شمال رودان بسیار پایین است (متوسط ۰/۰۵ درصد) و حداکثر به ۰/۱ درصد می‌رسد (جدول ۳).

نتایج آنالیز نقطه‌ای و فرمول ساختمانی این کانی‌ها و نتایج محاسبه درصد اعضای پایانی، به همراه Mg# این کلینوپروکسن‌ها در جدول ۲ آورده شده است. با انطباق مقادیر Wo~48، En~49 و Fs~3 بر روی نمودار، ترکیب کلینوپروکسن‌ها در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرد (شکل ۵). میانگین عدد منیزیم (Mg#) این کانی‌ها ۹۸ است که در ظاهر به نظر می‌رسد جزء کلینوپروکسن‌های با عدد منیزیم بالا باشد. اما در واقع تعادل ساب سالدوس در دمای پایین نیز می‌تواند دلیل عدد منیزیم بالا در کلینوپروکسن باشد (Parkinson and Pearce, 1998). در دماهای بالاتر از سالدوس، پروکسن ترکیب همگن خواهد داشت، ولی با کاهش دما پروکسن‌های کلسیم‌دار و بدون کلسیم از هم جدا می‌شوند و بسته به فراوانی هر کانی ممکن است انواع کلسیم‌دار (Cpx) به صورت تیغه‌هایی به موازات رخ‌های پروکسن‌های بدون کلسیم (Opx) مشاهده شوند. مقدار TiO<sub>2</sub> در کلینوپروکسن‌ها کمتر از ۰/۳۳ درصد وزنی و متوسط مقدار Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در کلینوپروکسن‌ها نیز کمتر از ۰/۶ درصد وزنی می‌باشد.

## ۵-۳. اسپینل‌ها

اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌های مطالعه شده در بیشتر موارد بدون تغییر باقی مانده‌اند و به کمک آنها می‌توان ترکیب شیمیایی اولیه سنگ‌های لرزولیتی را تعیین کرد (رجبی و ترابی، ۱۳۹۱؛ ترابی، ۱۳۹۱). ترکیب و فرمول ساختمانی اسپینل‌های موجود در



شکل ۵- محدوده ترکیبی کلینوپروکسن‌های لرزولیت‌های شمال رودان، استان هرمزگان بر روی مثلث انستاتیت (En)- فروسیلیت (Fs)- ولاستونیت (Wo) (Morimoto (1989)). شکل ۶- ترکیب اسپینل در لرزولیت‌های شمال رودان، استان هرمزگان بر روی نمودار Mg# در برابر Cr# برگرفته از Barnes and Roeder, 2001). شکل ۷- موقعیت ترکیبی اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌های شمال رودان، استان هرمزگان بر روی نمودار Mg# در برابر Cr# برگرفته از Melluso and Sethna (2011).

جدول ۲- نتایج ترکیب کلینوپروکسن‌های موجود در لرزولیت‌های شمال رودان، استان هرمزگان، بر اساس درصد وزنی و محاسبه فرمول ساختاری آنها با احتساب ۶ اتم اکسیژن.

Sample wt%	16 Lz	16 Lz	16 Lz	58 Lz	58 Lz	58 Lz	102 Lz	102 Lz	102 Lz	102 Lz	102 Lz	102 Lz
<b>Lithology</b>												
SiO <sub>2</sub>	53.29	52.47	53.05	51.81	52.38	52.33	52.20	53.21	51.29	51.23	52.70	53.56
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.33	0.25	0.13	0.12	0.18	0.25	0.25	0.23	0.16	0.19	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.46	3.32	3.19	3.95	3.20	3.30	3.40	3.31	3.88	3.88	2.90	3.57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	0.50	0.48	0.48	0.42	0.44	0.61	0.62	0.80	0.78	0.42	0.62
FeO	1.71	2.06	2.05	2.07	1.98	2.04	2.38	2.32	2.21	2.16	2.25	2.25
MnO	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09	0.06	0.07	0.08	0.08
MgO	17.98	17.51	17.43	17.48	17.61	17.51	17.94	17.31	16.84	17.16	17.92	17.50
CaO	24.82	24.49	24.24	22.04	22.55	22.81	23.53	23.36	23.55	23.42	23.93	22.52
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.18	0.16	0.43	0.43	0.49	0.39	0.40	0.52	0.59	0.46	0.45
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
<b>Total</b>	101.13	100.92	100.92	98.90	98.80	99.28	100.81	100.89	99.40	99.48	100.87	100.81
Si	1.906	1.883	1.905	1.897	1.913	1.904	1.870	1.910	1.867	1.859	1.886	1.922
Ti	0.006	0.009	0.007	0.004	0.003	0.005	0.007	0.007	0.006	0.004	0.005	0.006
Al	0.104	0.140	0.135	0.170	0.138	0.141	0.144	0.140	0.166	0.166	0.122	0.151
Cr	0.012	0.014	0.014	0.014	0.012	0.013	0.017	0.018	0.023	0.022	0.012	0.018
+Fe <sup>3</sup>	0.066	0.075	0.040	0.045	0.048	0.063	0.071	0.036	0.101	0.126	0.116	0.006
+Fe <sup>2</sup>	0.051	0.062	0.062	0.063	0.060	0.062	0.002	0.070	0.067	0.066	0.067	0.068
Mn	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.958	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002
Mg	0.959	0.937	0.933	0.954	0.959	0.950	0.903	0.927	0.914	0.928	0.956	0.936
Ca	0.951	0.941	0.932	0.865	0.882	0.889	0.027	0.899	0.918	0.911	0.917	0.866
Na	0.008	0.013	0.011	0.031	0.030	0.035	0.071	0.028	0.067	0.042	0.032	0.031
<b>Tot. Cat.</b>	4.058	4.063	4.03	4.014	4.017	4.029	4.07	4.01	4.131	4.126	4.115	4.006
<b>Mg#</b>	94.95	93.79	93.76	93.80	94.11	93.87	99.77	92.97	93.17	93.36	93.45	93.27
<b>Wo</b>	48.25	48.18	48.06	45.16	45.62	45.89	46.05	46.67	47.40	46.76	46.46	45.49
<b>En</b>	48.64	47.94	48.09	49.84	49.58	49.02	48.86	48.13	47.17	47.67	48.42	49.19
<b>Fs</b>	2.72	3.24	3.27	3.41	3.23	3.30	3.71	3.75	3.54	3.44	3.50	3.67



جدول ۳- ترکیب اسپینل‌های موجود در در لرزولیت‌های شمال رودان، استان هرمزگان، بر اساس درصد وزنی و محاسبه فرمول ساختمانی آنها با احتساب ۴ اتم اکسیژن.

Sample wt%	16 Lz	16 Lz	16 Lz	16 Lz	58 Lz	58 Lz	58 Lz	58 Lz	102 Lz	102 Lz	102 Lz
Lithology											
SiO <sub>2</sub>	1.31	3.04	0.00	0.17	0.55	0.38	0.87	0.26	0.27	0.00	0.30
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.06	0.10	0.09	0.03	0.05	0.02	0.05	0.10	0.03	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52.53	51.58	52.11	52.07	52.93	52.75	52.65	53	46.60	46.30	46.47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.78	14.12	14.82	15.07	13.11	12.92	12.97	12.70	19.30	19.70	19.80
FeO	12.44	12.53	13.01	12.97	12.98	13.58	12.93	13.7	14.60	14.40	13.96
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	19.85	19.43	19.58	19.79	18.77	18.80	18.62	19.00	17.70	17.70	17.89
CaO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.01	0.01	0.04	0.12	0.10	0.13	0.06	0.16	0.00	0.08
K <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.00	0.01	0.10	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
NiO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02
Total	100.0	100.81	99.64	100.2	98.65	98.66	98.27	98.80	98.90	98.20	98.62
Si	0.034	0.080	0.000	0.004	0.015	0.010	0.023	0.007	0.007	0.000	0.008
Ti	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001
Al	1.627	1.593	1.627	1.617	1.669	1.663	1.666	1.664	1.510	1.507	1.506
Cr	0.286	0.293	0.310	0.314	0.277	0.273	0.275	0.268	0.420	0.430	0.430
Fe <sup>3+</sup>	0.016	0.000	0.059	0.057	0.024	0.042	0.012	0.052	0.052	0.061	0.045
Fe <sup>2+</sup>	0.257	0.275	0.229	0.229	0.267	0.262	0.279	0.253	0.284	0.272	0.276
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.778	0.759	0.773	0.777	0.748	0.749	0.745	0.755	0.725	0.729	0.733
Tot. Cat.	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Mg#	75.17	73.40	77.15	77.24	73.69	50.47	72.75	74.90	71.85	72.83	72.65
□Cr	0.14	0.15	0.16	0.16	0.14	0.14	0.14	0.13	0.21	0.22	0.22
#Fe <sup>3+</sup>	0.008	0.000	0.029	0.028	0.012	0.021	0.006	0.026	0.026	0.037	0.022
Cr/Al	0.175	0.184	0.190	0.193	0.165	0.164	0.164	0.161	0.278	0.027	0.28

$$Cr\#=[Cr/(Cr+Al)], Mg\#=[Mg/(Mg+Fe^{2+})\times 100], Fe^{3+\#}=[Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)]$$

## ۶- ژئوشیمی سنگ کل

به نمونه‌های هارزبورژیتی بوده و بیانگر آن است که هارزبورژیت‌های مطالعه شده تحت تأثیر ذوب بخشی از این عناصر تهی شده‌اند (Saccani et al., 2010). مقادیر LOI نمونه‌ها نیز از ۱/۱۲ تا ۸/۴۱ درصد وزنی متغیر است که نشان از سرپانتینی شدن نمونه‌ها دارد. پریدوتیت‌های گوشته‌ای مقادیر پایین Zr، P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>، TiO<sub>2</sub> و Y و مقادیر بالایی از Mg#، Ni و Cr دارند (Best, 2000).

مقادیر پایین TiO<sub>2</sub> این سنگ‌ها (۰/۰۹ تا ۰/۰۲ درصد وزنی) در مقایسه با ترکیب گوشته فوقانی که توسط McDonough et al. (1992) ۰/۲ درصد وزنی پیشنهاد شده، مشخصه تهی شدگی است، زیرا Ti و Cr از عنصر ناسازگار هستند و می‌توانند به آسانی وارد مذاب شوند (Eggins et al., 1998).

مقدار MgO موجود در هارزبورژیت‌ها (۴۱/۹۶ تا ۴۴/۷۷ درصد وزنی) و MgO موجود در لرزولیت‌ها (۳۷/۵۲ تا ۳۹/۰۹ درصد وزنی) بالاتر از مقدار متوسط این اکسید (35 wt%) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای است (Le Bas, 2000). به طور کلی Mg# پریدوتیت‌ها محدوده تغییرات کوچکی دارد و مقادیر Mg# در نمونه‌های هارزبورژیتی شمال رودان بین ۸۲/۱۳ تا ۸۳/۰۴ و در نمونه‌های لرزولیتی شمال رودان در محدوده ۸۵/۲۷ تا ۸۶/۲۱ در نوسان است. مقدار Ni و Mg# سنگ‌های فوق بازی از جمله مهم‌ترین پارامترهایی هستند که می‌توان از آنها جهت تفکیک سنگ‌های فوق بازی متعلق به گوشته از سنگ‌های فوق بازی تشکیل شده در پوسته استفاده نمود. مقدار Ni در سنگ‌های گوشته بر اساس مطالعات

در این مقاله، عناصر اصلی و کمیابی که در جریان دگرسانی و دگرگونی دمای پایین غیرمتحرک هستند (Beccaluva et al., 1979; Pearce and Norry, 1979) مورد استفاده قرار گرفت تا ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های اولترامافیک شمال رودان تشریح شوند. نتایج حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی پریدوتیت‌ها شامل شش نمونه لرزولیتی و چهار نمونه هارزبورژیتی در جدول ۴ آورده شده‌اند. Mg# سنگ‌های لرزولیتی و هارزبورژیتی شمال رودان بر اساس فرمول  $Mg\#=[Mg \times 100 / (Mg + Fe)]$  محاسبه گردیده است که در آن ۴۰/۴۰  $MgO = Mg = Fe_2O_3 \times 0.9/72$  می‌باشد (Droop, 1987). همانطور که مشاهده می‌شود محتوای MgO هارزبورژیت‌ها از ۴۱/۹۶ تا ۴۴/۷۷ درصد وزنی، محتوای Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> این سنگ‌ها ۱/۱۱ تا ۱/۲۸ درصد وزنی، CaO آنها از ۰/۱۴ تا ۰/۴۶ درصد وزنی و TiO<sub>2</sub> هارزبورژیت‌ها نیز بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۴ درصد وزنی است. محتوای نیکل این سنگ‌ها بین ۱۸۴۵ تا ۱۹۲۵ ppm و میزان کروم آنها نیز بین ۱۰۳۱ تا ۱۰۷۷ ppm تغییر می‌کند. در نمونه‌های لرزولیتی MgO بین ۳۷/۵۲ تا ۳۹/۰۹ درصد وزنی، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> بین ۱/۴۱ تا ۲/۷۴ درصد وزنی، CaO بین ۱/۴۷ تا ۱/۹۷ درصد وزنی و TiO<sub>2</sub> بین ۰/۰۹ تا ۰/۱۴ درصد وزنی تغییر است. محتوای نیکل لرزولیت‌ها نیز بین ۱۷۴۵ تا ۱۸۱۷ ppm و کروم از ۱۲۱۰ تا ۱۲۹۷ ppm تغییر می‌کند (جدول ۴).

مهمترین تفاوت‌های ژئوشیمیایی هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها، بالا بودن مقدار، CaO، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و TiO<sub>2</sub> و پایین‌تر بودن مقادیر MgO و SiO<sub>2</sub> در نمونه‌های لرزولیتی نسبت

در نمونه‌های هارزبورژیتی است (شکل ۱۰). در نمونه‌های لرزولیتی شیب مثبت مربوط به فقیر شدگی عناصر نادر خاکی سبک و غنی شدگی در عناصر نادر خاکی متوسط و سنگین است. اما نمونه‌های هارزبورژیتی در عناصر نادر خاکی متوسط فقیر شدگی و در عناصر نادر خاکی سنگین و تا حدودی از عناصر نادر خاکی سبک غنی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۰). غنی شدگی LREE در پریدوتیت‌های افیولیتی، به دگرسانی سرپانتینی شدن، دگرسانی اقیانوسی یا آلودگی توسط سیالات پوسته‌ای در حین فرارانش افیولیت نسبت داده شده است (Sharma and Wasserburg, 1996). از طرف دیگر غنی شدگی از عناصر HREE و عناصر خاکی کمیاب سبک در پریدوتیت‌های گوشه معمولاً تحت تأثیر جدایش مذاب تفسیر شده است (Hickey and Frey, 1982; Downes, 2001) و لذا هارزبورژیت‌های شمال رودان نسبت به لرزولیت‌ها یک مرحله ذوب را پشت سر گذاشته‌اند. بررسی اسپینل‌های کروم‌دار و کلینوپیروکسن‌ها که کانی‌های باقیمانده از پریدوتیت‌های گوشه اولیه در نظر گرفته می‌شوند نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه از نوع پریدوتیت‌های اقیانوسی و شبیه پریدوتیت‌های تیپ آلی هستند. مقادیر عناصر  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{CaO}$  در کلینوپیروکسن‌های اولترامافیک‌های شمال رودان با مقادیر همین عناصر در پریدوتیت‌های آبیسال همپوشانی دارند (جدول‌های ۲ و ۳).

نمودار ترسیم شده بر اساس درصد وزنی  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  کروم اسپینل (شکل ۱۱- A) نشان می‌دهد که تمامی کروم اسپینل‌ها در گستره الیون- اسپینل شاخص گوشه‌ای (OSMA) قرار می‌گیرند و همبستگی منفی بین دو اکسید فوق در تمامی نمونه‌ها برقرار است، چنین ارتباطی گویای جانشینی اتمی  $\text{Al}^{+3}$  به جای  $\text{Cr}^{+3}$  در شبکه ساختمانی کروم اسپینل است. چنانکه با افزایش مقادیر  $\text{Cr}^{+3}$ ، از مقدار  $\text{Al}^{+3}$  کاسته می‌شود و بالعکس. بر اساس نمودار  $\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{Cr}\#$  (شکل ۱۱- B) کروم اسپینل‌های لرزولیت‌ها در موقعیت الیون- اسپینل آرایه گوشه قرار می‌گیرند. و نمودار C در همان شکل نشان می‌دهد پریدوتیت‌های مورد بررسی علاوه بر اینکه گوشه‌ای می‌باشند مرتبط با یک لیتوسفر اقیانوسی هستند و این گوشه مشابه با گوشه اقیانوسی است.

کروم اسپینل موجود در نمونه‌ها از نوع آلومینوم بالا می‌باشند (جدول ۳). بالا بودن Al و همچنین مقدار Ti پایین در اسپینل از مشخصه‌های اسپینل‌های مورب است (Dick and Bullen, 1984; Sigurdsson and Schilling, 1976). در مقابل بالا بودن Cr# در اسپینل، از مشخصه‌های اسپینل‌های محیط سابداکشن می‌باشد که برخلاف این موضوع، با توجه به پایین بودن مقدار Cr# در کروم اسپینل لرزولیت‌ها می‌توان گفت که به محیط مورب تعلق دارند. مقادیر Cr# و Mg# (شکل ۱۱- D) نشان می‌دهد سنگ‌های مطالعه شده منطقه تفاله‌های پریدوتیتی هستند که در محیط گوشه‌ای متبلور شده‌اند (Arai, 1992).

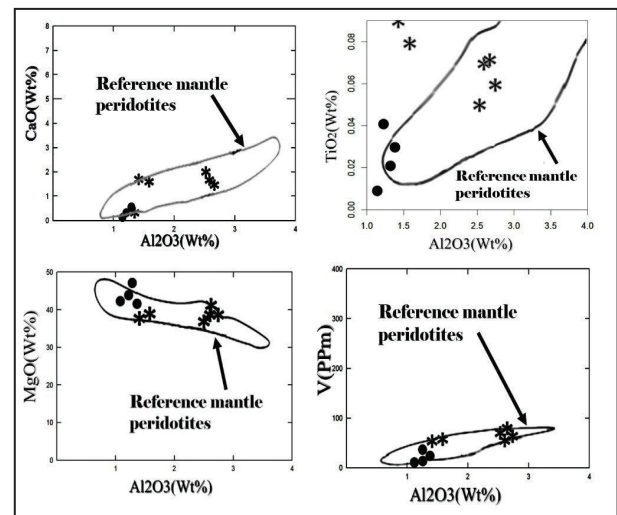
عدد کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌های سوپراسابداکشن بالاتر از عدد کروم- اسپینل موجود در پریدوتیت‌های آبیسال است. گستره عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌های سوپراسابداکشن از ۳۸ تا بالاتر از ۸۰ است که نشان می‌دهد درجه ذوب بخشی در پریدوتیت‌های سوپراسابداکشن در مقابل پریدوتیت‌های آبیسال بالاتر است. پریدوتیت سوپراسابداکشن با عدد کروم ۳۸ تا ۵۸ با پریدوتیت‌های آبیسال همپوشانی دارد (Arai, 1994) و میزان  $\text{Cr}\#\text{sp1}$  نمونه‌های مطالعه شده بین ۱۴ تا ۲۲ متغیر می‌باشد. با توجه به مفاهیم بیان شده در مورد عدد کروم و مقایسه آن به نظر می‌رسد این سنگ‌ها در محدوده وابسته به پریدوتیت‌های آبیسال (تیپ آلی) قرار می‌گیرند. از نکات قابل توجه دیگر در نمودارهای یادشده می‌توان به تغییرات بسیار محدود و ترکیب نزدیک کروم اسپینل‌های موجود در نمونه‌ها اشاره نمود (شکل ۱۱- D). در نمودار  $\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  برای تمایز محدوده‌های زون سوپراسابداکشن (SSZ) از پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) ارائه شده است، ترکیب کروم اسپینل لرزولیت‌ها در موقعیت پریدوتیت‌های کف اقیانوس (مورب) قرار می‌گیرد (شکل ۱۲).

$\text{Cr}\#$  همبستگی مثبتی با درجه ذوب بخشی دارد، به گونه‌ای که کروم اسپینل‌ها با افزایش درجه تهی شدگی سرشار از کروم می‌شوند (Dick and Bullen, 1984). همچنین یک سری معادلات تجربی در مورد ارتباط میان درجه ذوب بخشی و میزان  $\text{Cr}\#$  کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌های افیولیتی (Batanova et al., 1998) و پریدوتیت‌های اقیانوسی ارائه شده است. بر پایه معادله ارائه شده توسط Batanova et al. (1998)  $F\% = 9.71 * \text{Ln}(\text{Cr}\#\text{Sp1}) + 25$  اولترامافیک‌های رودان حدود  $6/70 - 11/09$  درصد ذوب بخشی را تحمل کرده‌اند. همچنین

(2005) Workman and Hart ۱۸۸۳ ppm می‌باشد، مقدار Ni نیز در سنگ‌های مطالعه شده (۱۷۴۵-۱۹۲۵ ppm) است و لذا سنگ‌های پریدوتیتی شمال رودان از یک منشأ گوشه تهی شده حاصل شده‌اند.

## ۷- پتروژنز

به منظور مقایسه ترکیب سنگ‌های اولترامافیک رودان با پریدوتیت‌های گوشه‌ای، محدوده این پریدوتیت‌ها بر روی نمودارهای مربوطه (شکل ۸) آورده شده است (Orberger et al., 1995). تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل برخی از اکسیدهای عناصر اصلی همچون  $\text{CaO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{MgO}$  و V نشان می‌دهد که، بخش اعظم نمونه‌های مطالعه شده شمال رودان (کوه‌گروم)، از روند کلی پریدوتیت‌های افیولیتی و اورژوتیکی (کوهزایی) غیرسرپانتینی تبعیت می‌کنند. تیتانیم از جمله عناصری است که در طول ذوب بخشی و تفریق بلورین، وارد مذاب می‌شود، این عنصر در طول دگرسانی دما پایین، غیر متحرک است و رفتاری پایدار از خود به نمایش می‌گذارد (Hickey and Frey, 1982). از این رو مقدار پایین این عنصر درون پریدوتیت‌ها را نمی‌توان به فرایند دگرسانی نسبت داد.  $\text{Al}$ ،  $\text{Ti}$  و  $\text{Cr}$  عناصر ناسازگار هستند و در درجات پایین ذوب بخشی وارد مذاب می‌شوند (Eggs et al., 1998) و همان‌گونه که انتظار می‌رود هارزبورژیت‌های دیرگداز شمال رودان مقادیر کمتری از این عناصر را دارند (شکل ۸).



شکل ۸- تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل اکسیدهای عناصر اصلی و وانادیم در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌های شمال رودان، استان هرمزگان (Orberger et al., 1995): ● هارزبورژیت، \* : لرزولیت.

با توجه به ترکیب شیمیایی هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها (جدول ۴)، هارزبورژیت‌های مطالعه شده محصول ذوب بخشی لرزولیت و تولید یک مذاب بازیک هستند، که مذاب بازیک طی صعود با سنگ میزبان لرزولیتی واکنش داده و منجر به ذوب کلینوپیروکسن‌های درون لرزولیت و نیز ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن‌ها (به شواهد پتروگرافی مراجعه شود) و در نتیجه تشکیل هارزبورژیت شده است (نظری و همکاران، ۱۳۹۰).

به منظور مقایسه بهتر توزیع عناصر در سنگ‌های اولترامافیک شمال رودان، نتایج تجزیه عناصر کمیاب و نادر خاکی با مقادیر گوشه اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده است. در نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشه اولیه نشان از غنی شدگی عناصر Cs و K و فقیر شدگی  $\text{Yb}$  و  $\text{Nb}$ ،  $\text{La}$ ،  $\text{Ce}$ ،  $\text{Pr}$ ،  $\text{Nd}$  نسبت به الگوی گوشه اولیه دارد. آتومالی مثبت  $\text{Sr}$  و  $\text{Zr}$  نیز غنی شدگی کمتر از یک برابر را نسبت به گوشه اولیه نشان می‌دهد (شکل ۹). اگر غلظت عناصر نمونه‌ها نسبت به کندریت، زیر خط یک قرار گیرد منعکس کننده ماهیت تفاله‌ای این سنگ‌ها می‌باشد (Kelemen et al., 1997).

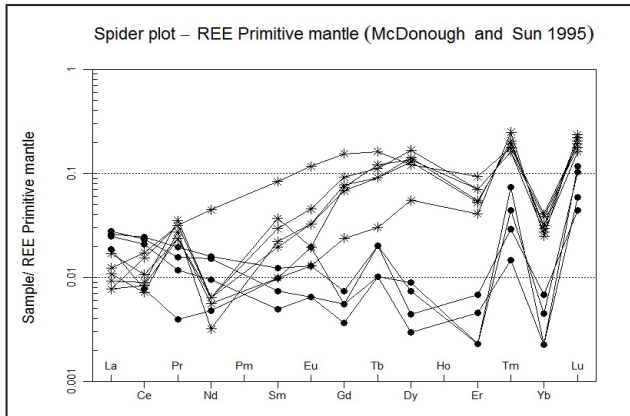
الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشه اولیه برای سنگ کل اولترامافیک‌های شمال رودان نشانگر یک شیب مثبت در نمونه‌های لرزولیتی و یک الگوی تقریباً U شکل



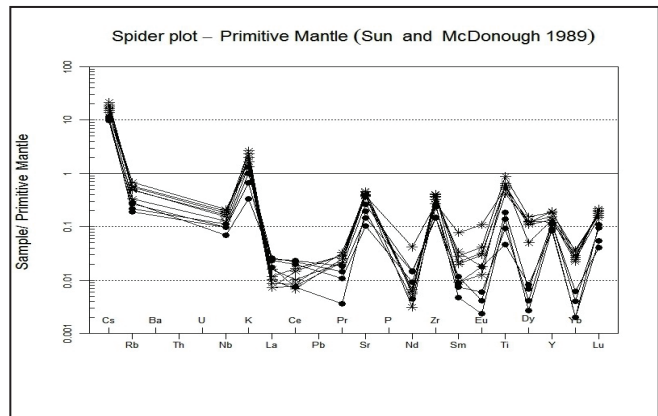
فرعی در سنگ‌های پریدوتیتی وجود دارد و مقدار  $Fe^{3+}$  اسپینل تابعی از فوگاسیته اکسیژن است (Hill and Roeder, 1974) و مقدار  $Fe^{3+} \# = [Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Cr + Al)]$  در کروم اسپینل موجود در نمونه‌های مطالعه شده بسیار پایین است (متوسط حدود ۰/۰۱). بر پایه مطالعات Fisk and Bence (1980) مقادیر پایین ( $< 0.1$ )  $Fe^{3+} \#$  در پریدوتیت‌ها بازتابی از شرایط تبلور در فوگاسیته پایین اکسیژن ( $fO_2$ ) است. هر چه میزان فوگاسیته اکسیژن کمتر باشد مقداری از آهن فریک به آهن فرو تبدیل می‌شود و در نتیجه مقدار آهن فریک در کانی کمتر خواهد شد. پایین بودن  $Cr \#$  نمونه‌های مورد مطالعه نیز مؤید این موضوع است.

بر اساس فرمول (2001) Hellebrand et al.  $F\% = 10 \ln(Cr\#) + 24$  نیز درصد ذوب بخشی بین ۴/۳۳ تا ۸/۸۵ به دست آمده است.

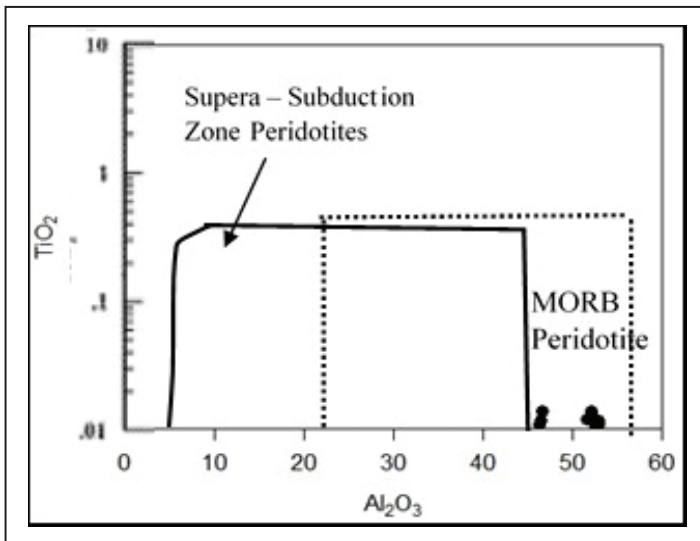
در موقعیت زمین ساختی آیسال اسپینل غنی از آلومینم و عدد کروم آن ۰/۵۹-۰/۱۰ بوده که نسبت پایین کروم به آلومینم نشانه خروج گدازه کم از پریدوتیت مادر است (Dick and Bullen, 1984). پریدوتیت‌های مورد مطالعه فاقد کانی پلازیوکلاز هستند و نسبت  $Cr/Al$  در اسپینل موجود در سنگ‌های منطقه برابر ۰/۱۹ است (جدول ۳)، بنابراین نمونه‌های مطالعه شده از نوع پریدوتیت‌های وابسته به آیسال هستند که همراه با خروج گدازه کم در مرکز گسترش اقیانوس به وجود آمده‌اند.  $Fe^{3+}$  فقط به صورت



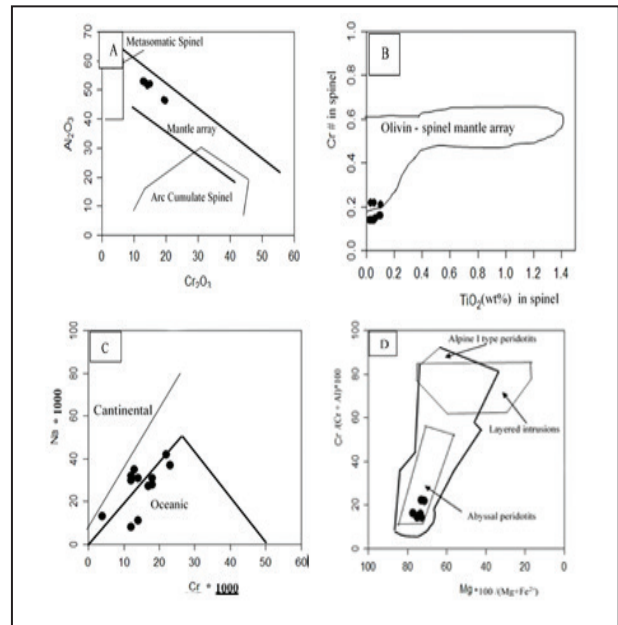
شکل ۱۰- الگوهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده با گوشته اولیه برای سنگ‌کل اولترامافیک‌های شمال رودان (Sun and McDonough, 1989) (نشانه‌ها مانند شکل ۸).



شکل ۹- الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه برای سنگ‌کل اولترامافیک‌های شمال رودان (Sun and McDonough, 1989) (نشانه‌ها مانند شکل ۸).



شکل ۱۲- نمودار درصد وزنی  $Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2$  در کروم اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌های شمال رودان (Mondal et al., 2006; Kamenetsky et al., 2001).



شکل ۱۱- A) نمودار درصد وزنی  $Al_2O_3$  در برابر  $Cr_2O_3$  کروم اسپینل لرزولیت‌های اولترامافیک رودان، پیروی ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌ها از آرایه گوشته‌ای (Kepezhinskas et al., 1995; Haggerty, 1988; Conrad and Kay, 1984)؛ B) قرار گرفتن ترکیب کروم اسپینل‌ها در محدوده آرایه الیوین - اسپینل گوشته‌ای (Dick and Bullen, 1984)؛ C) نمودار تعداد اتم‌های کروم کلینوپیروکسن‌ها در برابر تعداد اتم‌های سدیم آن (Kornprobst et al., 1981) بیانگر تعلق کلینوپیروکسن‌ها به گوشته زیر پوسته اقیانوسی؛ D) نمودار  $Mg \#$  در برابر  $Cr \#$  کروم اسپینل موجود در لرزولیت‌های شمال رودان، استان هرمزگان (Dick and Bullen, 1984).

جدول ۴- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی در اولترامافیک‌های شمال رودان، استان هرمزگان، (Hz: هارزبورژیت، Lz: لرزولیت).

Sample	11	53	54	106	6	16	58	102	103	210
Lithology	Hz	Hz	Hz	Hz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz
	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%
SiO <sub>2</sub>	43.35	42.06	43.02	44.08	40.42	39.98	40.06	39.97	40.07	40.38
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.04	0.03	0.02	0.09	0.11	0.12	0.19	0.13	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.11	1.23	1.35	1.28	1.41	1.58	2.61	2.74	2.53	2.65
FeO	6.78	7.18	7.25	7.45	7.85	8.25	8.04	7.96	8.12	8.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	0.79	0.81	0.82	0.87	0.91	0.89	0.88	0.91	0.93
MnO	0.13	0.14	0.13	0.12	0.12	0.14	0.13	0.14	0.13	0.12
MgO	42.38	43.63	41.97	44.77	38.45	39.21	39.09	38.55	37.52	38.86
CaO	0.14	0.26	0.34	0.46	1.67	1.58	1.63	1.85	1.97	1.47
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.01	0.03	0.05	0.04	0.06	0.07	0.09	0.08
K <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.03	0.04	0.06	0.08	0.07	0.04	0.06	0.05
LOI	3.92	2.45	3.7	1.12	8.41	7.31	6.15	6.61	7.86	6.75
Total	98.74	97.95	98.91	100.31	99.61	99.42	99.07	99.24	99.6	100.13
Mg#	86.21	85.86	85.27	85.73	83.04	82.61	82.94	82.88	82.21	82.13
<b>Trace Elements and Rare earth Elements (ppm)</b>										
Sc	9.9	10.3	9.3	10.4	9.4	11.9	9.4	9.9	9.9	10.3
Rb	0.12	0.18	0.17	0.14	0.21	0.32	0.35	0.43	0.31	0.37
Sr	4.1	5.6	2.2	3.1	7.9	8.1	8.3	9.4	8.4	9.7
Zr	2.65	1.64	2.93	1.67	3.65	3.01	4.01	4.11	4.59	4.46
Nb	0.07	0.05	0.07	0.08	0.09	0.11	0.13	0.15	0.12	0.14
Ni	1920	1845	1925	1864	1825	1855	1745	1810	1875	1817
Co	84.6	83.6	82	85.2	85.3	92.9	81.9	91	91	84.7
Zn	36	40	39	42	37	38	35	41	42	40
Cr	1031	1070	1068	1077	1228	1216	1260	1210	1350	1297
Y	0.38	0.54	0.41	0.51	0.71	0.61	0.55	0.85	0.88	0.62
Cs	0.091	0.082	0.089	0.077	0.12	0.15	0.17	0.13	0.14	0.11
Ta	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.06	0.05
Hf	0.07	0.05	0.09	0.05	0.11	0.16	0.14	0.23	0.46	0.35
V	13.1	15.6	25.4	33.3	52.3	56.7	53.4	65.7	71.2	81.5
Pb	7.5	8.1	9.2	6.7	8.9	8.1	6.7	8.1	6.5	6.4
Th	0.002	0.002	0.004	0.003	0.022	0.032	0.022	0.034	0.021	0.031
V	13.1	15.6	25.4	33.3	52.3	56.7	53.4	65.7	71.2	81.5
La	0.012	0.017	0.016	0.018	0.011	0.008	0.007	0.005	0.006	0.005
Ce	0.013	0.041	0.035	0.039	0.018	0.029	0.012	0.026	0.015	0.014
Pr	0.001	0.005	0.003	0.004	0.006	0.008	0.007	0.008	0.009	0.006
Nd	0.006	0.02	0.012	0.019	0.008	0.056	0.004	0.008	0.008	0.007
Sm	0.004	0.005	0.002	0.003	0.015	0.034	0.009	0.012	0.008	0.004
Eu	0.003	0.002	0.001	0.001	0.003	0.018	0.005	0.007	0.005	0.002
Gd	0.003	0.004	0.002	0.003	0.04	0.084	0.042	0.050	0.037	0.013
Tb	0.001	0.002	0.001	0.002	0.012	0.016	0.009	0.011	0.009	0.003
Dy	0.006	0.005	0.002	0.003	0.091	0.081	0.095	0.113	0.087	0.037
Er	0.001	0.001	0.002	0.003	0.031	0.041	0.024	0.031	0.023	0.018
Tm	0.005	0.003	0.001	0.002	0.011	0.012	0.013	0.011	0.014	0.017
Yb	0.001	0.002	0.001	0.003	0.012	0.018	0.014	0.017	0.013	0.011
Lu	0.008	0.007	0.004	0.003	0.011	0.013	0.015	0.012	0.014	0.016

## ۸- نتیجه گیری

درصد ذوب پایین وابسته به پریدوتیت‌های آبیسال هستند و به نظر می‌رسد به کمپلکس نوع آلپی تعلق دارند. مقادیر  $Cr\#$  اسپینل‌ها در لرزولیت‌های مورد مطالعه، طیف ۱۴ تا ۲۲ را شامل می‌شود که این طیف پریدوتیت‌های آبیسال را در بر می‌گیرد. بر پایه تفسیر شیمی کانی‌ها و سنگ‌کل، این سنگ‌ها بقایای گوشته مورب هستند و از بین آنها لرزولیت‌ها، از یک تفاله گوشته‌ای با ذوب بخشی حدود  $6/70 - 11/09$  درصد منشأ گرفته‌اند. همچنین مقادیر بالای  $Al$  و مقدار بسیار پایین  $Ti$  در کروم اسپینل‌ها نشان دهنده محیط پشته‌های میان اقیانوسی است. پایین بودن  $Cr\#$  و مقدار کم  $Fe^{+3}\#$  نیز شرایط فوگاسیته اکسیژن پایین را نشان می‌دهد.

سنگ‌های اولترامافیک کوه گروم شمال رودان شامل لرزولیت و هارزبورژیت با بافت پورفیروکلاستیک و مشبک (Mesh texture) می‌باشند. پورفیروکلاست‌ها شامل اولوین، ارتوپیروکسن، کلینوپروکسن و کانی فرعی کروم اسپینل است. با توجه به دیاگرام‌های تعیین محیط تکتونیکی میزان عناصر  $CaO$ ،  $TiO_2$  و  $MgO$  و انطباق خوبی با محدوده پریدوتیت‌های گوشته‌ای و افیولیتی کوهزایی غیرسرباتیته شده دارد. ترکیب شیمیایی سنگ‌کل هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها نشان می‌دهد که هارزبورژیت‌های مطالعه شده محصول ذوب بخشی لرزولیت و تولید یک مذاب بازیک هستند، بر اساس نسبت کروم به آلومینیم در اسپینل، لرزولیت‌های با

## کتابنگاری

- ترابی، ق.، ۱۳۹۱- دگرگونی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت جندق (ایران مرکزی)، پترولوژی، پاییز، دوره ۳، شماره ۱۱، ص. ۱ تا ۱۸.  
 رجیبی، ث. و ترابی، ق.، ۱۳۹۱- بررسی پریدوتیت‌های گوشته مالتر افیولیتی سورک (استان یزد، ایران)، پترولوژی، زمستان، دوره ۳، شماره ۱۲، ص. ۵۱ تا ۶۸.  
 فضل‌نیا، ع.، ۱۳۹۰- بازسازی ژئوشیمیایی و پترولوژیکی نفوذی‌های مافیکی - اولترامافیکی تله پهلوانی، شهریارک، ایران، پترولوژی، بهار، دوره ۲، شماره ۵، ص ۸۱ تا ۹۲.  
 نظری، ق.، ترابی، ق. و خلیلی، م.، ۱۳۹۰- بررسی شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته، افیولیت لوگر (جنوب غرب کابل - افغانستان)، بهار، دوره ۲، شماره ۵، ص. ۱۹ تا ۴۸.

## References

- Ahmadipour, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Rastad, E. and Emami, M. H., 2003- Soghan complex as an evidence for paleospreading center and mantle diapirism in Sanandaj-Sirjan zone (South-East of Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 14: 157-172.
- Arai, S., 1992- A- Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine* 56: 173-184.
- Arai, S., 1994- Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology* 113: 191-204.
- Barnes, S. J. and Roeder, P. L., 2001- The Range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2279-2302.
- Batanova, V. G., Suhr, G. and Sobolev, A. V., 1998- Origin of Geochemical Heterogeneity in the Mantle Peridotites from the Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland, Canada: Ion Probe Study of Clinopyroxenes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 853-866.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M., 1979- Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites application to some ophiolites. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16: 1874-1882.
- Best, M. G., 2000- *Igneous and metamorphic petrology*, Freeman pub, 325 p.
- 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.
- 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.
- Downes, H., 2001- Formation and modification of the shallow sub-continent lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and Central Europe. *Journal of petrology* 42: 233-250.
- Droop, G. T. R., 1987- general equation for estimating  $Fe^{+3}$  concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Eggins, S. M., Rudnick, R. L. and McDonough, W. F., 1998- The composition of peridotites and their minerals: a laser-ablation ICP-MS study. *Earth and Planetary Science Letter* 154, 53-71.
- Emami, M. H., Sadeghi, M. M. and Omrani, S. J., 1993- Magmatic map of Iran, scale 1:1,000,000 Geological Survey of Iran.
- Fisk, M. R. and Bence, A. E., 1980- Experimental crystallization of chrome spinel in FAMUS basalt 527-1-1. *Earth and planetary science letters* 48: 111-123.
- 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 Hoffmann, A. W., 2001- Coupled major and trace elements as indicators of extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410: 677-681.



- Hickey, R. L. and Frey, R. A., 1982- Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 2099-2115.
- Hill, R. and Roeder, P., 1974- The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journal of Geology* 82: 709-729.
- 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 Petrology* 42: 655-671.
- Kelemen, P. B., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M. and Dick, H. J. B., 1997- A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*. 355: 283-318.
- 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.
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M., 1981- Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminant between sub-continental and sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 241-254.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Le Bas, M. J., 2000- IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology* 41: 1467-1470.
- McCall, G. G. H., Morgan, K. H. and Huber, H., 1983- Geological Quadrangle Map of Minab, 1:250,000 Series, Sheet J 13, Geological Survey of Iran, Tehran.
- McCall, G. J. H., 1985- A- Explanatory text of the Minab Quadrangle Map; 1:250,000; No. J13, Geological Survey of Iran, Tehran, 530 pp.
- McCall, G. J. H., 2003- A critique of the analogy between Archaean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran. *Precambrian research* 127: 5-17.
- McDonough, W. F., Stosch, H. G. and Ware, N. G., 1992- Distribution of titanium and the rare elements between peridotitic minerals. *Mineralogy and Petrology* 110: 321-328.
- Melluso, L. and Sethna, S. F., 2011- Mineral compositions in the Deccan igneous rocks of India: An Overview. In: J., Ray, G., Sen, B., Ghosh (Eds.), *Topics in igneous petrology*. Springer 7: 35-159.
- Morimoto, N., 1989- Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Najafzadeh, A. R., Arvin, M. Pan, Y. and Ahmadipour, H., 2008- Podiform chromitites in the Sorkhband ultramafic complex, Southern Iran: evidence for ophiolitic chromitite. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19: 49-65.
- Nicolas, A., 1989- Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston.
- Orberger, B., Lorand, J. P., Girardeau, J., Mercier, J. C. C. and Pitragool, S., 1995- Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttardit ophiolite, Northern Thailand. *Lithos* 35: 153-182.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A., 1998- Peridotites from the Izu-Bunin-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. and Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam H., 2005- Stratiform chromitites in the faryab ophiolitic massif, Southern Iran. *Ophiolite*, 30(2): 85-89.
- Rajabzadeh, M. A., 1998- Minéralisation en chrome et éléments du groupe du platine dans les ophiolites d'Assemion et de Neyriz, ceinture du Zagros, Iran. Thèse d'Etat, Institut National Polytechnique de Lorraine, 358pp.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010- Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran) : Implication for the evolution of the Sistan Ocean . *Lithos* 117: 209-228.
- Sharma, M. and Wasserburg, G. J., 1996- The neodymium isotopic compositions and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 4537-4550.
- Sigurdsson, H. and Schilling, J. G., 1976- Spinel in Mid-Atlantic ridge basalts: chemistry and occurrence. *Earth and Planetary Science Letters* 29: 2-7.
- Mondal, S., Ripley, E. M., Chusi, L. and Frei R., 2006- The genesis of Archaean chromitites from the Nuasahi and Sukinda massif in the Singhbhum craton, India. *Precambrian Research* 147: 45-66.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes, In: Sandres, A.D. and Norry, M.H (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. The Geological Society of London 42: 313-345.
- Workman, R. K. and Hart, S. R., 2005 Major and trace element composition of the 5 depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231(1-2): 53-72.

# Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of Rudan North Ultramafics, Hormozgan province

Gh. R. Ghadami<sup>1\*</sup> and M. Poosti<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandarabbas, Iran

Received: 2017 December 24

Accepted: 2018 December 23

## Abstract

The studied area is located in the north of Rudan city, Groom mountain, Hormozgan province in the contact area of the Zagros and Makran zones and some part of Kahnuj - Rudan-Minab ophiolite belt. The studied ultramafic rocks include lherzolite and harzburgite, contains olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and chromian spinel which is a minor mineral. Based on the geochemical data, the amount of CaO, MgO, TiO<sub>2</sub> and V, these rocks belong to non serpentinized orogenic ophiolites, also the high amounts of Mg# and Ni in the studied samples are the indication of that these rocks were formed in mantle conditions. According to microprobe data, the amount of Mg# in the lherzolite olivines is between 91.15 until 93.24 and these olivines have forsterite quality. Lherzolite clinopyroxenes are also of the diopside quality, but spinels have poor chromian. Detailed microprobe studies on the spinel of these rocks, are the indication of the high amounts of Mg#(71-77) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (52.98 to 46.31Wt%) and low Cr# (14-22). Cr/Al proportion of in chromian spinels of lherzolites are equal to amounts 0.19 and amount of Fe<sup>3+</sup> in the lherzolite spinels is very low (<0.1 Wt%) that show the crystallization in the low amounts of oxygen fugacity. On the basis of the given whole rock geochemical data and chromian spinels mineral chemistry, studied samples are located in oceanic peridotites tectonic position (abyssal), and are formed in the mid-oceanic ridges (MORB).

**Key words:** Chromian Spinel, Harzburgite, Lherzolite, Ophiolite, Rudan.

For Persian Version see pages 313 to 324

\*Corresponding author: Gh. R. Ghadami; E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir