

# شیمی کرومیت، رهیافتی به منشأ توده اولترامافیکی شمال خاور حاجی آباد، استان هرمزگان

مجتبی سلطانی نژاد<sup>۱</sup>، حمید احمدی پور<sup>۲</sup>، عباس مرادیان<sup>۳</sup> و بهنام زابلی سروتمین<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

<sup>۴</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۰۲

## چکیده

مجموعه اولترامافیک حاجی آباد در شمال استان هرمزگان، جزئی از نوار آمیزه رنگین ارزویه- دولت آباد است و در لبه شمالی راندگی زاگرس جای دارد. این مجموعه شامل هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت و کرومیت است و هارزبورژیت‌ها، بیشترین حجم سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. شواهدی همچون مرزهای منحنی، کشیدگی کروم اسپینل‌ها و پیروکسن‌ها، شواهد ذوب نامتجانس ارتوپروکسن و وجود تیغه‌های جدایشی کلینوپروکسن، نشان می‌دهد که سنگ‌های این مجموعه، ابتدا دگرشکلی‌های دمای بالای گوشته بالایی را تحمل کرده و سپس در پوسته جایگزین شده‌اند. در همه واحدهای سنگی مجموعه می‌توان کانی کرومیت را به مقادیر و اشکال مختلف دید. در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها، بلورهای قهوه‌ای و پراکنده کرومیت، یا به شکل منفرد و شکل‌دار دیده می‌شوند و یا به صورت بی‌شکل و میان‌دانه‌ای در میان کانی‌های دیگر هستند. در دونیت‌ها نیز این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار سیاه رنگ و به‌طور پراکنده درون الیون‌ها یا در مرز آنها متبلور شده‌اند. در کرومیت‌های پرعیار منطقه، بلورهای درشت، شکل‌دار و سیاه رنگ کرومیت، بافت‌های انباشتی دارند؛ مرز آنها بیشتر صاف است و مرز اتصال سه گانه دارند؛ اما در کرومیت‌های کم‌عیار، کرومیت‌ها، پراکنده و شکل‌دار هستند و در یک زمینه سیلیکاتی قرار گرفته‌اند. بررسی شیمی بلورهای کرومیت در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که در این بلورها، بیشترین مقدار Cr# به کرومیت‌های موجود در کرومیت‌های پر عیار (۸۰-۸۴) و کمترین مقدار آن نیز به انواع موجود در لرزولیت‌ها (۴۵-۵۲) تعلق دارد. استفاده از نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی، نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی کرومیت‌های پراکنده موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های مجموعه حاجی آباد، به انواع موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه بالای فرورانش شباهت دارد و سنگ‌های میزبان، به عنوان بخشی از افیولیت‌های وابسته به این محیط، دچار ۱۵ تا ۲۰ درصد ذوب بخشی شده‌اند. کرومیت‌های پراکنده موجود در دونیت‌ها و کرومیت‌های منطقه نیز در همین محیط زمین‌ساختی و در اثر تبلور مذاب‌های بونینی به وجود آمده‌اند. این شواهد بیانگر آن است که احتمالاً پریدوتیت‌های حاجی آباد و آمیزه افیولیتی میزبان، به بخش‌هایی از گوشته بالایی در بالای یک منطقه فرورانش، تعلق دارند و تحولات مربوط به این منطقه، همچون واکنش مذاب- پریدوتیت و ذوب بخشی، در ترکیب کانی‌ها و بافت آنها ثبت شده است.

**کلیدواژه‌ها:** اولترامافیک، کرومیت، کرومیتیت، منطقه بالای فرورانش، حاجی آباد، هرمزگان.

\* نویسنده مسئول: مجتبی سلطانی نژاد

E-mail: Mjmt.sol@gmail.com

## ۱- پیش‌نوشتار

فرایند واکنش مذاب- سنگ در پریدوتیت‌های مجموعه اولترامافیک حاجی آباد بررسی شود. این موضوع نیز تاکنون در مجموعه مورد نظر مطالعه نشده است. هر چند که در بسیاری از مجموعه‌های اولترامافیک- مافیک موجود در ایران مانند سیخوران (Sabzehei, 1998; Ghasemi et al., 2002)، صوغان (Ahmadipour et al., 2003) و ده‌شدت (Najafzadeh and Ahmadipour, 2014)، آبدشت (Jannessary et al., 2012) و ده‌شیخ (Peighambari et al., 2011) و همچنین در پریدوتیت‌های افیولیت‌های نیریز (Rajabzadeh and Dehkordi, 2013)، مجموعه افیولیتی ناین (Torabi, 2009; Shafaii Moghadam et al., 2009) و سنگ‌های گوشته‌ای افیولیت سبزوار (Shafaii Moghadam et al., 2013)، ضمن بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی پریدوتیت‌های گوشته‌ای، شواهد متناسب به واکنش مذاب- سنگ در آنها به خوبی ارائه شده است.

هدف از این مطالعه، ارائه ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کرومیت در پریدوتیت‌های مجموعه حاجی آباد و استفاده از این بررسی‌ها در تشخیص محیط زمین‌ساختی، ماهیت سنگ‌ها و همچنین تحولات سنگ‌ساختی آنهاست که تاکنون در این مجموعه، انجام نشده است.

## ۲- محیط زمین‌شناسی

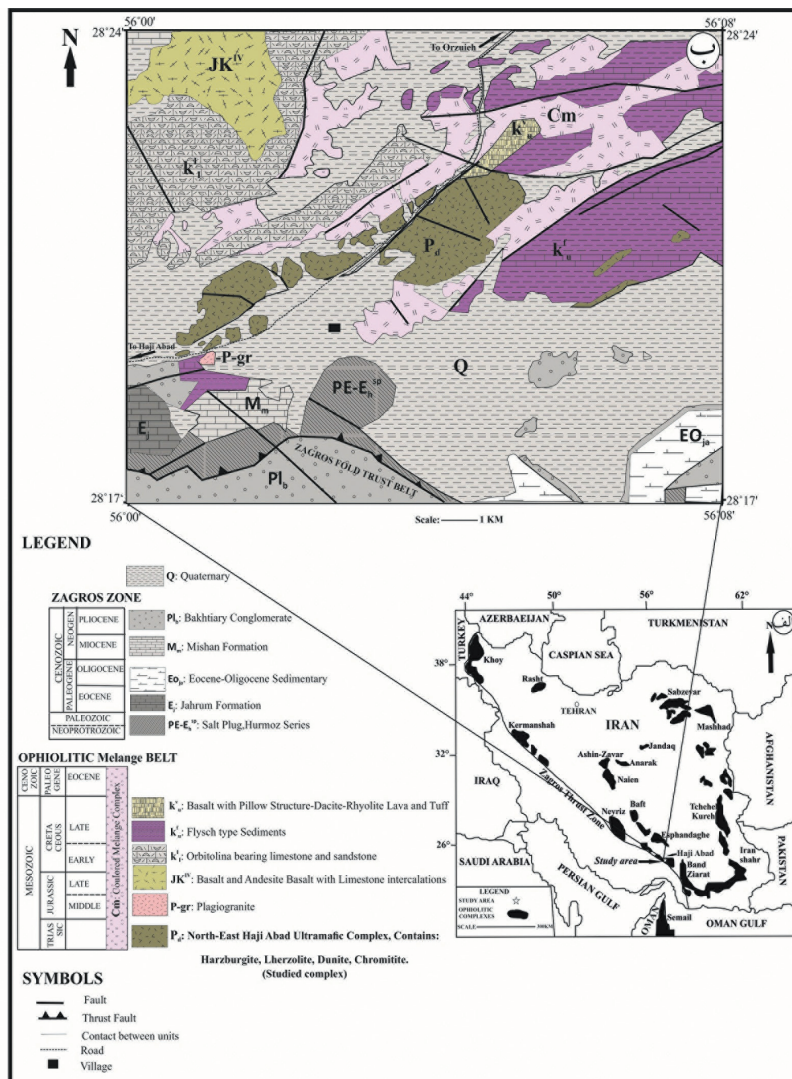
افیولیت‌های ایران بخشی از افیولیت‌های تتیس خاورمیانه هستند که سبب اتصال افیولیت‌های خاورمیانه- مدیترانه و اروپای خاوری به افیولیت‌های آسیای

مجموعه اولترامافیک حاجی آباد، در استان هرمزگان و در ۱۶ کیلومتری شمال خاور شهرستان حاجی آباد جای دارد. این مجموعه، بخشی از نواحی جنوب خاوری افیولیت‌های کرمانشاه- نیریز را در لبه شمالی روراندگی زاگرس تشکیل داده است (Shahabpour, 2005) و شامل انواع سنگ‌های پریدوتیتی است. مدت‌هاست که برای شناخت تاریخ سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی، از ترکیب شیمیایی کرومیت‌های موجود استفاده می‌شود (Dick and Bullen, 1984; Ghosh et al., 2013; Irvine, 1965 and 1967). از آنجایی که این کانی با مقادیر متفاوت در پریدوتیت‌های گوشته‌ای و سنگ‌کره اقیانوسی یافت می‌شود و به دلیل اینکه در برابر عوامل هوازدگی مقاوم است؛ به عنوان نشانگری مفید، برای تعیین پتروژنز و محیط زمین‌ساختی (پشته‌های میان اقیانوسی و پهنه‌های بالای فرورانش سنگ‌های میزبان به کار می‌رود (Arai and Yurimoto, 1994 and 1995); Arai and Yurimoto, 1994 and 1995). ترکیب شیمیایی کرومیت، تا حد زیادی به درجه و شرایط ذوب بخشی و همچنین واکنش مذاب با سنگ بستگی دارد (Arai, 1992; Ahmed et al., 2005; Ismail et al., 2010; Arai et al., 2011). یکی از جنبه‌های جذاب مطالعات پریدوتیت‌های گوشته‌ای، بررسی پدیده‌های مربوط به ناهمگنی گوشته بالایی و واکنش مذاب- پریدوتیت، در این محیط است. ترکیب کروم اسپینل، می‌تواند در این مورد نیز به کار گرفته شود (Uysal et al., 2016; Warren, 2016). به همین دلیل در این مطالعه، سعی بر این است که با استفاده از ترکیب کروم اسپینل‌ها، احتمال ناهمگنی در گوشته بالایی و وجود

کرمانشاه- نیریز را در لبه شمالی روراندهای زاگرس تشکیل می‌دهد. منطقه مورد مطالعه جزو نوار آمیزه رنگین ارزویه- دولت‌آباد بوده و در لبه شمالی راندهای اصلی زاگرس جای گرفته است (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ارزویه) (شکل ۱). این مجموعه اولترامافیک و مجموعه آمیزه رنگین میزبان آن، از دیدگاه ساختاری در پهنه زمین‌ساختی ایران و لبه شمالی راندهای زاگرس جای می‌گیرد؛ به گونه‌ای که تقریباً در محل برخورد زمین‌ساختی پهنه سندج-سیرجان در شمال و زاگرس در جنوب رخنمون پیدا کرده است. در محل برخورد این دو پهنه ساختاری، مجموعه‌های آمیزه رنگین گسترده‌ای رخنمون دارد.

منطقه مورد بررسی، دارای ساختاری فلسی است که در آن سوی کلی راندهای شمال خاوری و شمال به جنوب باختری و جنوب است.

خاوری (مانند پاکستان و تبت) می‌شوند. این آمیزه افیولیتی، بخشی از کمربند افیولیتی روراندهای زاگرس و بخش‌های مرکزی کمربند افیولیتی تتیسی با طول بیش از ۳۰۰۰ کیلومتر را تشکیل می‌دهد که از قبرس تا عمان ادامه دارد و افیولیت‌های آلیی را به هیمالیا متصل می‌کند (Shafaii Moghadam et al., 2013; Dilek and Delaloye, 1992; Hassaniapak and Ghazi, 1999). نتیجه بسته شدن نوتیس در کرتاسه پسین میان صفحات ایران مرکزی و عربستان است (Alavi, 1994; Talbot and Alavi, 1996; Stampfli and Borel, 2002; Casini et al., 2011) و در نتیجه بخشی از کمربند افیولیتی زاگرس بیرونی به شمار می‌آید (Shafaii Moghadam and Stern, 2011). مجموعه اولترامافیک شمال خاور حاجی‌آباد، به صورت توده‌ای کشیده با روند شمال خاور- جنوب باختر و مساحت تقریبی ۸ کیلومتر مربع، بخشی از منتهی الیه جنوب خاوری افیولیت‌های



شکل ۱- الف) موقعیت مجموعه اولترامافیک حاجی‌آباد در میان دیگر افیولیت‌های ایران (Pessagno et al., 2005)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال خاوری حاجی‌آباد برگرفته از نقشه چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ ارزویه (سهندی و همکاران، ۱۳۸۶).

### ۳- روش مطالعه

تجزیه الکترون‌مایکروپروپ مدل JEOL-JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ KV و جریان پرتوی 2×10<sup>-8</sup> Amp در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا ژاپن تجزیه شدند. فرمول ساختمانی کانی‌ها، با توجه به نتایج تجزیه‌های ریزپردازشی

به منظور بررسی مجموعه اولترامافیک حاجی‌آباد، پس از مطالعات صحرایی، نمونه‌برداری و سنگ‌نگاری مقاطع نازک، از نمونه‌های مناسب، ۹ مقطع نازک صیقلی تهیه شد. سپس از کانی‌های موجود در آنها ۲۲۷ نقطه با استفاده از دستگاه

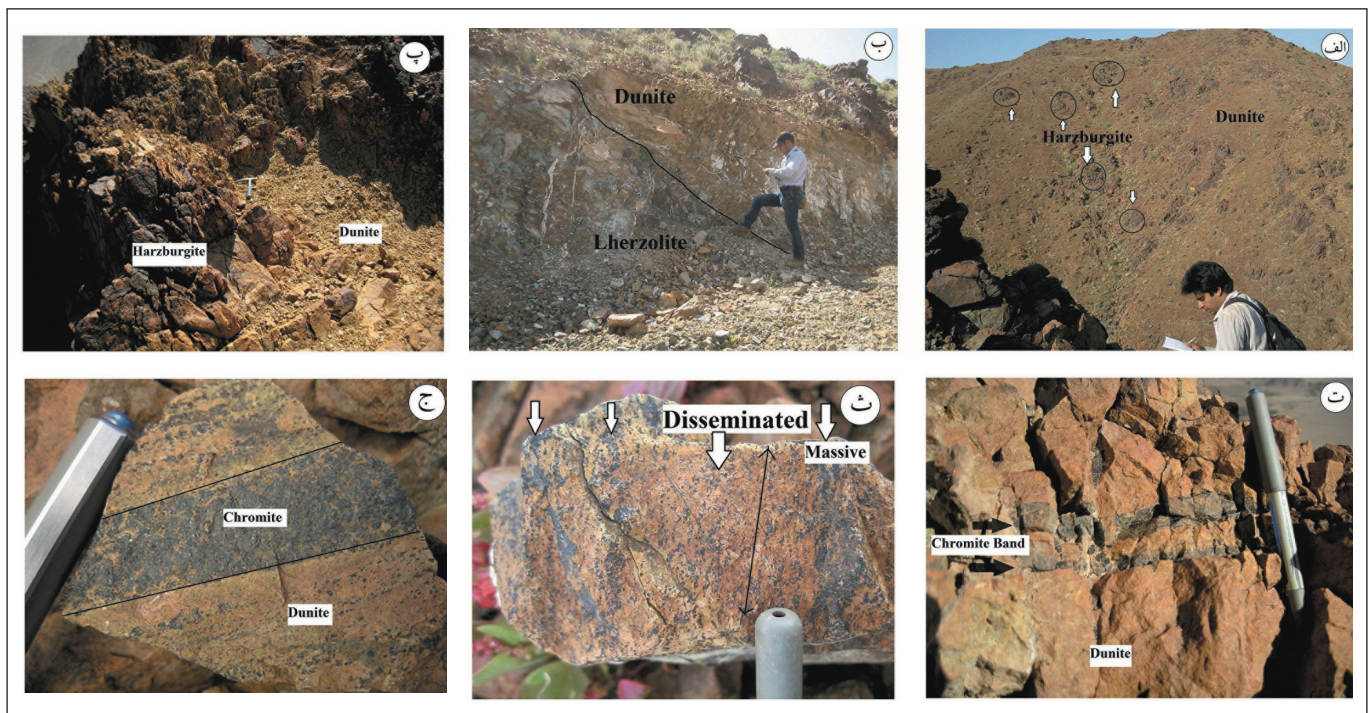


کشیدگی و به صف‌شدگی نشان می‌دهد. لرزولیت‌ها به رنگ زرد تا نارنجی دیده می‌شوند؛ ویژگی‌های صحرایی آنها مشابه با هارزبورژیت‌هاست و تنها ریزدانه‌تر هستند. این واحدها، توسط رگه‌های منیزیتی قطع شده‌اند و به صورت متناوب، با مرز گسلی در کنار دونیت‌ها جای دارند و لایه‌بندی ضعیفی نشان می‌دهند (شکل ۲-ب). دونیت‌ها با رنگ زرد روشن، هم به شکل لایه‌های منقطع و هم به صورت توده‌هایی به قطر بیشینه ۱ متر دیده می‌شوند. این سنگ‌ها، مقاومت پایینی دارند و در نتیجه عملکرد گسل‌ها و ایجاد شکستگی‌های زیاد در جهات مختلف، قطعه قطعه شده و به شکل تپه‌ماهوری درآمده‌اند (شکل ۲-پ). کرومیت‌های معدنی موجود در این منطقه، توسط سنگ‌های دونیتی در برگرفته شده‌اند. رنگ این دونیت‌ها، به دلیل دگرسانی بسیار شدید، زرد کم رنگ است و همین دونیت‌ها، در همه نقاط مجموعه حاجی‌آباد، میزان کرومیت‌های سیاه رنگ هستند (شکل ۲-ت). کروم‌اسپینل، به صورت پراکنده و به مقدار خیلی کم در بیشتر واحدهای سنگ‌شناسی مانند هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها و دونیت‌ها وجود دارد؛ اما در کرومیت‌های معدنی، به همراه الیون، کانی اصلی تشکیل‌دهنده سنگ است. در کرومیت‌های منطقه، بلورهای کرومیت به صورت پراکنده (شکل ۲-ث) و همچنین به صورت لایه‌های نازک با سترای بیشینه ۸ سانتی‌متر، به طور متناوب با دونیت‌ها جای دارند و تناوبی از لایه‌های غنی از کرومیت و لایه‌های دونیتی کرومیت‌دار را می‌سازند (شکل ۲-ج).

و بر پایه تعداد ۳۲ اکسیژن موجود در فرمول ایده‌آل کانی مورد نظر، با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی به دست آمد.

#### ۴- ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

به‌طور کلی رخنمون سنگ‌های افیولیتی در منطقه حاجی‌آباد متشکل از بخش‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای است. در بخش گوشته‌ای انواعی از سنگ‌های پریدوتیتی و در بخش پوسته‌ای رخنمون‌هایی از گدازه‌های بالشی، رسوبات و آهک‌های پلاژیوک و رخنمون کوچکی از سنگ‌های اسیدی دیده می‌شود (شکل ۱). از آنجایی که رویکرد این مقاله، بررسی کانی کرومیت در پریدوتیت‌هاست؛ تنها این سنگ‌ها مطالعه می‌شوند. بر پایه مطالعات و بررسی‌های صحرایی انجام شده، بخش اولترامافیک مجموعه حاجی‌آباد شامل هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت و کرومیت است که این سنگ‌ها بخش گوشته‌ای از یک سنگ‌کره اقیانوسی هستند. بیشترین حجم سنگ‌های مجموعه را هارزبورژیت‌ها با رنگ سرخ تا قهوه‌ای تیره تشکیل داده‌اند که با دونیت‌ها و لرزولیت‌ها، لایه‌بندی منقطع و نامنظمی را می‌سازند (شکل ۲-الف). این سنگ‌ها درشت‌دانه هستند و اندازه بلورهای ارتوپیروکسن در آنها تا ۱ سانتی‌متر نیز می‌رسد و گاهی نیز می‌توان یک جهت‌بندی ترجیحی آشکار را در ارتوپیروکسن‌ها دید. اسپنل در این سنگ‌ها به صورت بلورهای ریز و پراکنده‌ای دیده می‌شود که گاه



شکل ۲- الف) لایه‌های منقطع هارزبورژیت به رنگ تیره درون دونیت‌های نامنظم؛ ب) تناوب دونیت با لرزولیت‌های منطقه و مرز گسلی میان این دو واحد سنگی؛ پ) حالت خردشدگی در دونیت‌ها؛ ت) لایه‌های کرومیتی درون سنگ‌های دونیتی؛ ث) کرومیت‌های نوع پراکنده در مجموعه مورد مطالعه. این کرومیت‌ها یک جهت یافتگی واضح نشان می‌دهند؛ ج) کرومیت‌های نوع لایه‌ای در مجموعه مورد مطالعه.

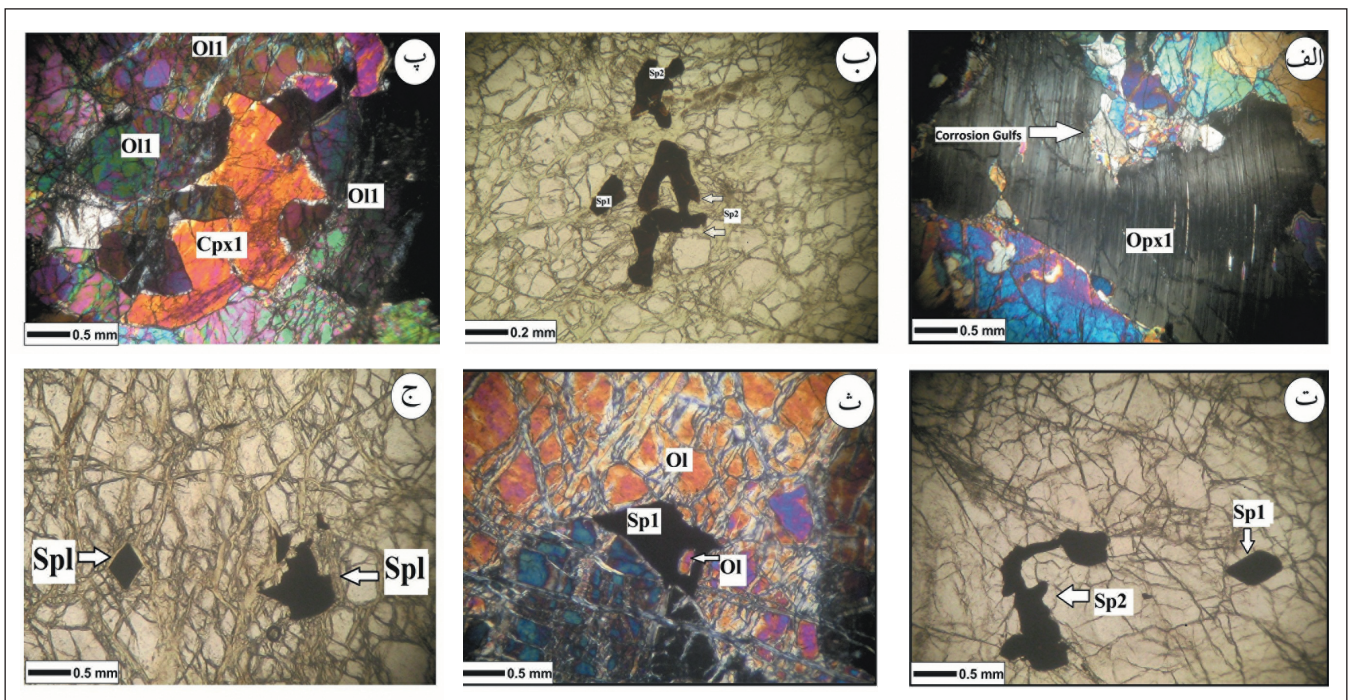
مختلف در کنار یکدیگر جای گرفته‌اند و مرز میان آنها صاف یا منحنی است. الیون‌ها، پیروکسن‌ها و حتی اسپینل‌ها، کشیدگی نشان می‌دهند و ماکل‌های تغییر شکلی و خاموشی موجی به فراوانی، در دو گروه اول دیده می‌شود. این بافت‌ها نشانگر فابریک‌های دما بالا و خاص شرایط گوشته‌ای هستند (Nicolas, 1989). ارتوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها، حاشیه‌هایی با فرورفتگی‌هایی شبیه به خوردگی‌های خلیجی دارند که به وسیله الیون‌های ریزدانه جایگزینی حاصل از

در بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های اولترامافیک حاجی‌آباد دارای نسل‌ها و انواع مختلف کروم‌اسپینل هستند. ترکیب متوسط مودال هارزبورژیت‌های منطقه شامل ۷۰ تا ۸۰ درصد الیون، ۲۰ تا ۳۰ درصد ارتوپیروکسن است و همچنین دارای کانی‌های فرعی از جمله ۱ تا ۳ درصد کلینوپیروکسن و کمتر از ۲ درصد کروم‌اسپینل است. بافت اصلی موجود در این سنگ‌ها گرانولار غیر همسان‌دانه و پورفیروکلاستیک است که در آن، بلورهای الیون و پیروکسن با اندازه‌های



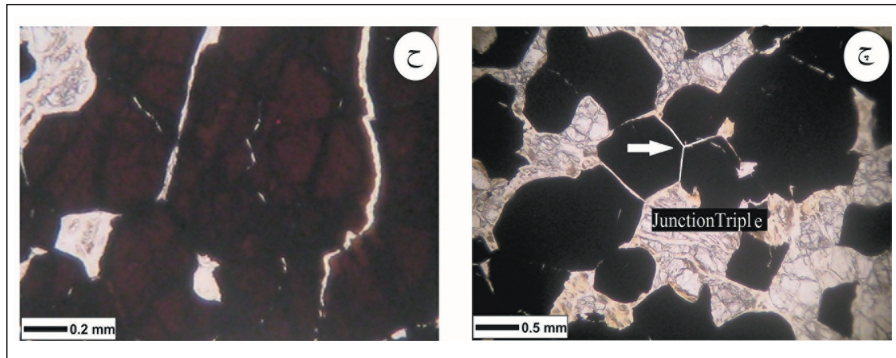
الیون و کلینوپیکس و در مجاورت پورفیروکلاست‌های ارتوپیکس متبلور شده‌اند. رنگ این اسپینل‌ها قهوه‌ای روشن است و میان‌بارهایی از جنس الیون، در خود دارند (شکل ۳-ت). فراوانی مودال الیون در دونیت‌ها بیش از ۹۷ درصد است و اسپینل بیشینه ۳ درصد از آنها را تشکیل می‌دهد. بافت اصلی موجود در آنها گرانولار است؛ ولی در نمونه‌هایی که به شدت سرپانتینی شده‌اند؛ بافت مشبک نیز دیده می‌شود. بیشتر الیون‌ها یک دگرشکلی داخلی را به صورت ماکل مکانیکی یا خاموشی موجی از خود به نمایش می‌گذارند. وجود مرزهای بلوری منحنی و میان‌انگشتی میان بلورهای الیون، نشان می‌دهد که تبلور دوباره حاصل از مهاجرت مرز دانه در بلورهای الیون رخ داده است. اسپینل موجود در دونیت‌ها، بیشتر به رنگ قهوه‌ای سوخته تا سیاه و به شکل بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به صورت فرعی یافت می‌شود. اندازه این کانی‌ها تا ۰/۵ میلی‌متر هم می‌رسد و به‌طور پراکنده درون الیون‌ها یا در مرز آنها جای دارند. اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها، نسبت به اسپینل‌های لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها، شکل‌دارتر و تیره‌تر هستند. بیشتر کروم اسپینل‌های دونیتی، دارای ادخال الیون و شکل‌دارتر هستند (شکل‌های ۳-ث و ج). کرومیت، کانی اصلی سازنده کرومیت‌هاست و در این سنگ‌ها، در میان الیون‌های سرپانتینی شده جای گرفته است. کرومیت‌های توده‌ای، از بلورهای کرومیت به هم فشرده نیمه‌شکل‌دار تا بدون شکلی تشکیل شده‌اند که اندازه آنها میان ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر تغییر می‌کند. این کرومیت‌ها، آثار دگرشکلی دمای بالا نشان نمی‌دهند و مرز میان بلورها صاف و با اتصال سه گانه با زاویه ۱۲۰ درجه است (شکل ۳-چ). از بافت‌های شاخص کرومیت‌های منطقه، بافت کومولایی است که در آن بلورهای به نسبت درشت کرومیت با مرزهای منحنی در کنار یکدیگر جای دارند و گاه در میان آنها الیون‌های سرپانتینی شده دیده می‌شود (شکل ۳-ح). کرومیت‌های کم‌عیار در منطقه، مقادیر متفاوتی کرومیت نسبت به الیون دارند و قطر بلورهای کرومیت در آنها از ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر تغییر می‌کند؛ این بلورها هم اندازه و تا حدودی شکل‌دار هستند و در یک زمینه سیلیکاتی از جنس الیون به‌طور پراکنده یا افشان جای دارند.

ذوب نامتجانس ارتوپیکس‌ها پر شده‌اند (Kelemen et al., 1992) (شکل ۳-الف). کانی اسپینل در هارزبورژیت‌ها، از دید بافتی به دو شکل دیده می‌شود؛ اسپینل نوع اول (Sp1) دانه‌درشت و مستقل است و به رنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شود و در مجاورت بلورهای الیون و ارتوپیکس متبلور شده است. بیشتر این بلورها به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شوند. این نسل از اسپینل‌ها، دارای میان‌بارهایی از جنس، الیون (در برخی موارد سرپانتینی شده‌اند) هستند. این اسپینل‌ها در سنگ‌های دگرسان شده، از محل حاشیه و شکستگی‌ها، به کانی‌های تیره ثانوی (احتمالاً مگنتیت) تبدیل شده‌اند. در این حالت حواشی به رنگ سیاه دیده می‌شود و بخش‌های میانی بلور سالم و قهوه‌ای رنگ هستند. برخی دیگر به صورت اشکال نامنظم هستند و میان‌بارهایی از جنس الیون دارند. فرورفتگی‌های خلیج مانند بسیاری نیز درون این کانی‌ها ایجاد شده است که در مجموع یک شکل آتول مانند به آنها داده است (شکل ۳-ب). اسپینل نوع دوم (Sp2) به صورت بلورهای کاملاً بی‌شکل بوده و میان دانه‌های ارتوپیکس و الیون را پر کرده است. لرزولیت‌های منطقه ۶۵ تا ۷۰ درصد الیون، ۱۵ تا ۲۰ درصد ارتوپیکس و ۱۰ تا ۱۴ درصد کلینوپیکس و حدود ۱ تا ۲ درصد اسپینل دارند. در این سنگ‌ها، الیون به صورت بی‌شکل و دانه‌های ریز تا متوسط دیده می‌شود و ارتوپیکس‌ها به صورت بلورهای درشت یا پورفیروکلاست دیده می‌شوند. کلینوپیکس مانند ارتوپیکس مرزهای ناصاف و منحنی دارد که توسط الیون و اسپینل پر شده‌اند (شکل ۳-پ). اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها، به دو صورت دیده می‌شوند؛ اسپینل‌های نوع اول (Sp1) به صورت منفرد و شکل‌دار هستند؛ قطر آنها تا ۱ میلی‌متر می‌رسد و درون الیون‌ها به شکل لوزی، مربع یا مستطیل متبلور شده‌اند. به نظر می‌رسد که این بلورها دچار دگرشکلی شدید نشده‌اند؛ چون شکل بلوری اولیه را حفظ کرده‌اند (Pike and Schwarzman, 1977). این اسپینل‌ها به رنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند و کمتر دارای میان‌بارهایی از جنس الیون هستند. اسپینل‌های نوع دوم (Sp2)، به صورت دانه‌های بی‌شکل دیده می‌شوند که اندازه آنها تا ۳ میلی‌متر می‌رسد و به شکل‌های مختلف در میان دانه‌های



شکل ۳- الف) بافت هارزبورژیت‌های مجموعه که در آن خوردگی‌های خلیجی درون ارتوپیکس‌ها دیده می‌شود (نور xpl)؛ ب) فرورفتگی‌های خلیجی درون اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها (نور عادی)؛ پ) کلینوپیکس‌های نسل اول با مرزهای ناصاف درون لرزولیت‌ها (نور xpl)؛ ت) اسپینل‌های شکل‌دار نسل اول و اسپینل‌های بی‌شکل میان‌دانه‌ای نسل دوم در لرزولیت‌ها (نور عادی)؛ ث) کروم اسپینل‌های شکل‌دار در دونیت‌ها (نور عادی)؛ ج) دربرداری الیون درون کروم اسپینل‌های دونیتی (نور xpl)؛





شکل ۳-ج) مرز صاف و اتصال سه‌گانه میان کروم اسپینل‌های موجود در کرومیتیت (نور عادی)؛ ح) بافت کومولایی در کرومیتیت‌ها.

بافت‌های گرانولار غیر همسان‌دانه تا پورفیرو کلاستیک در واحدهای سنگی این مجموعه نیز نشانگر تاریخ پیچیده این مجموعه است.

#### ۵- شیمی کرومیت‌های مجموعه اولترامافیک حاجی‌آباد

نتایج تجزیه شیمیایی برخی از کرومیت‌های موجود در واحدهای سنگ‌شناسی مجموعه حاجی‌آباد، در جدول ۱ آورده شده است.

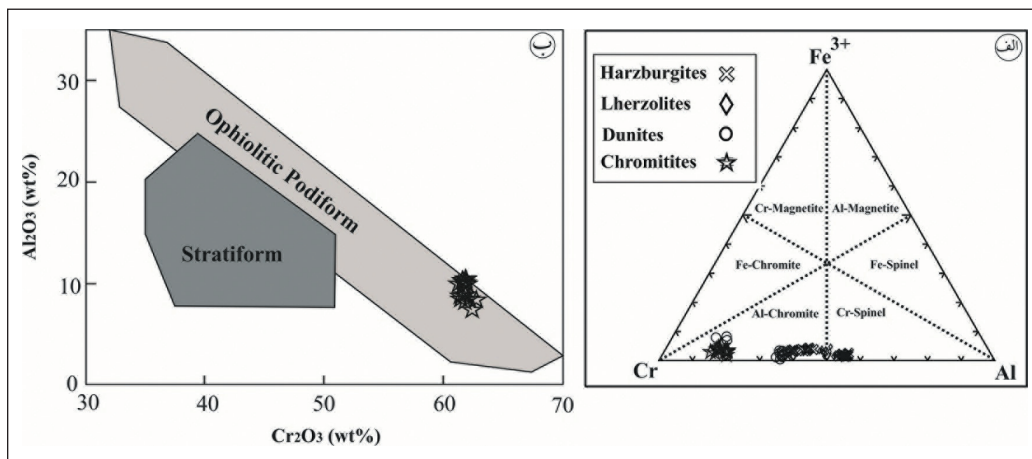
این بلورها نیز میان‌راهی از جنس الیون و سرپانتین دارند. وجود نسل‌های مختلف کانی‌های الیون، پیروکسن و اسپینل، در مجموعه سنگی اولترامافیک حاجی‌آباد که بافت‌های مختلفی نشان می‌دهند؛ نشانگر تشکیل این کانی‌ها در شرایط متفاوت دما و فشار است. حضور بلورهای کشیده و تغییر شکل یافته، به همراه مرزهای منحنی و کینک‌بند و ماکل‌های مکانیکی در آنها، شواهدی از تاریخ گوشته بالایی را در سنگ‌های میزبان ثبت کرده است. پورفیرو کلاست‌های الیون و پیروکسن و

جدول ۱- ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها (Hz) و لرزولیت‌های (Lz) مجموعه حاجی‌آباد.

C51	e-51	e-51	C-1	C-1	C-1	C-33	C-33	c-6	c-6	c-11	c-11	c-11	c-11	c-11	شماره نمونه
Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	نوع سنگ
	Rim	Core								Rim	Core	Rim	Core		
0	0	0	0.02	0.41	0	0	0	0	0.32	0	0.67	0	0	0	SiO <sub>2</sub>
0.07	0.07	0.03	0.03	0.02	0.04	0.05	0.07	0.02	0.05	0.08	0.02	0.08	0.04	0.06	TiO <sub>2</sub>
27.78	28.36	26.63	29.96	30.1	31.79	24.48	23.37	19.83	19.12	30.99	31.37	32.15	30.31	32.07	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
39.45	40.86	42.21	41.24	39.8	39.16	43.12	44.47	49.02	49.82	38	36.67	37.05	38.98	36.64	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
20.23	17.97	18.79	14.96	15.2	14.02	17.49	17.19	18.2	17.43	16.42	15.83	15.3	15.1	15.82	FeO
0.27	0.34	0.24	0.2	0.3	0.2	0.34	0.23	0.35	0.27	0.19	0.27	0.28	0.23	0.31	MnO
13.14	13.9	13.78	15.26	15.7	15.51	13.65	13.78	12	12.74	14.3	14.99	15.01	14.74	15.07	MgO
0.03	0.02	0.01	0.04	0.05	0.01	0	0	0.02	0.02	0.03	0.06	0.04	0.03	0.07	CaO
0.1	0.13	0.08	0.08	0.14	0.12	0.05	0.07	0.01	0.05	0.09	0.04	0.09	0.1	0.04	NiO
101.06	101.7	101.8	101.79	102	100.9	99.2	99.21	99.45	99.78	100.1	99.93	100	99.54	100.09	TOTAL
0	0	0	0.01	0.1	0	0	0	0	0.08	0	0.16	0	0	0	Si
0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.009	0.01	0	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	Ti
7.79	7.87	7.44	8.19	8.21	8.68	7.045	6.75	5.87	5.63	8.6	8.65	8.85	8.45	8.82	Al
7.42	7.61	7.91	7.56	7.27	7.17	8.325	8.62	9.73	9.83	7.07	6.79	6.84	7.29	6.76	Cr
0.76	0.5	0.65	0.23	0.33	0.13	0.611	0.61	0.39	0.36	0.3	0.24	0.28	0.25	0.4	(Fe(iii))
3.27	3.04	3.07	2.67	2.6	2.59	2.96	2.92	3.43	3.28	2.93	2.86	2.71	2.74	2.68	(Fe(ii))
0.05	0.07	0.05	0.04	0.06	0.04	0.07	0.05	0.07	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05	0.06	Mn
4.66	4.88	4.87	5.28	5.4	5.36	4.97	5.04	4.49	4.74	5.02	5.23	5.23	5.2	5.24	Mg
0.01	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	Ca
0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.009	0.01	0	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	Ni
24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	TOTAL
0.46	0.42	0.43	0.35	0.35	0.34	0.42	0.41	0.46	0.43	0.39	0.37	0.36	0.36	0.37	Fe/Fe+Mg
49	49	52	48	47	45	54	56	62	64	45	44	44	46	43	#Cr
58.78	61.63	61.29	66.39	67.5	67.45	62.67	63.32	56.7	59.14	63.11	64.69	65.88	65.499	66.145	#Mg

در کروم‌اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها میزان Cr# از ۴۴ تا ۶۴ متغیر و مقدار  $TiO_2$  از ۰/۱ تا ۰/۱ وزنی قابل تغییر است. مقدار  $Al_2O_3$  در این کروم‌اسپینل‌ها به نسبت پایین است و از ۱۹/۱۲ تا ۳۲/۱۵ درصد تغییر می‌کند. در این کانی‌ها، مقدار Mg# میان ۵۶/۷۰ تا ۶۶/۱۵ تغییر و دارای طیف محدودی است. با توجه به نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای از مرکز تا حاشیه، در این کروم‌اسپینل‌ها، تغییرات نوسانی کمی در مقدار اکسیدهای اصلی مانند،  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  و مقادیر Mg# و Cr# دیده می‌شود. به طوری که مراکز آنها از  $Al_2O_3$  غنی‌تر است و از مقادیر Cr#، Mg#،  $TiO_2$  و Cr# تهی شده‌تر هستند. کروم‌اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها، از دیدگاه ترکیب شیمیایی و بر پایه تقسیم‌بندی نمودار سه تایی (Stevens (1994) (شکل ۴- الف) در محدوده کروم‌اسپینل و کرومیت‌های غنی از آلومینیوم جای می‌گیرند. کروم‌اسپینل موجود در لرزولیت‌ها، به طور کلی، از دید ترکیب شیمیایی، بر پایه تقسیم‌بندی (Stevens (1994) در محدوده کروم‌اسپینل و گاه در محدوده کرومیت‌های آلومینیوم‌دار جای می‌گیرند (شکل ۴- الف). با توجه به نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای از مرکز تا حاشیه، این کروم‌اسپینل‌ها، تغییرات نوسانی کمی دارند و از مرکز به سوی حاشیه،  $TiO_2$ ،  $Al_2O_3$  و Mg# در آنها غنی می‌شود و میزان Cr# کاهش می‌یابد. در کروم‌اسپینل‌های لرزولیتی، میزان Cr# در حدود ۴۵ تا ۵۲ است و نسبت به انواع پیشین، مقادیر پایین‌تری از Cr# دارند. بر این اساس می‌توان گفت که این بلورها تحت تأثیر ذوب بخشی کمتری قرار گرفته‌اند. میزان Mg# در این کروم‌اسپینل‌ها از

۵۸/۷۸ تا ۶۸/۳۴ در تغییر و نسبت به انواع موجود در هارزبورژیت‌ها، بالاتر است. مقدار  $TiO_2$  موجود در کروم‌اسپینل‌های لرزولیتی، بیشینه به ۰/۰۸ درصد وزنی می‌رسد و میزان  $Al_2O_3$  در آنها از ۲۶/۴۲ تا ۳۲/۵۹ درصد متغیر است. از دید ترکیب شیمیایی و بر پایه تقسیم بندی (Stevens (1994) کروم‌اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها در محدوده کرومیت‌های آلومینیوم‌دار جانمایی می‌شوند (شکل ۴- الف). این کروم‌اسپینل‌ها، غنی از کروم هستند و مقدار Cr# در آنها از ۶۳ تا ۸۶ تغییر می‌کند. در این بلورها،  $Al_2O_3$ ، ۶/۴۸ تا ۲۰/۳۳ درصد، Mg# ۳۳/۶۶ تا ۶۳/۷۹ و  $TiO_2$  ۰/۰۸ تا ۰/۲۵ درصد است. ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیت‌ها در جدول ۲ آورده شده‌اند. از ویژگی‌های آشکار این کروم‌اسپینل‌ها، می‌توان به بالا بودن میزان Cr# و پایین بودن مقدار  $Al_2O_3$  اشاره کرد. میزان Cr# در آنها از ۸۰ تا ۸۴ تغییر می‌کند؛ در حالی که مقدار  $Al_2O_3$  نسبت به دیگر کرومیت‌ها، پایین‌تر و از ۷/۸۵ تا ۱۰/۱۳ درصد متغیر است. مقدار Mg# در این کرومیت‌ها بالاست و از ۴۷/۹۶ تا ۶۲/۹۰ تغییر می‌کند. کرومیت‌های موجود در کرومیت‌ها، از دید  $TiO_2$  غنی‌تر از دیگر پریدوتیت‌ها هستند و مقدار این اکسید در آنها از ۰/۰۶ تا ۰/۳۵ درصد در تغییر است. در نمودار سه‌تایی (Stevens (1994) نمونه‌های کرومیتیتی در محدوده کرومیت غنی از آلومینیوم جای می‌گیرند و به رأس Cr نزدیک هستند (شکل ۴- الف). بر پایه مطالعات شیمی کانی، کرومیت‌های موجود در کرومیت‌ها در نمودار  $Cr_2O_3$  در برابر  $Al_2O_3$  در محدوده کرومیت‌های نیامی با ماهیت افیولیتی جانمایی می‌شوند و کمترین مقدار  $Al_2O_3$  را نشان می‌دهند (شکل ۴- ب).



شکل ۴- الف) موقعیت کروم‌اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مختلف منطقه مورد مطالعه در نمودار سه‌تایی  $Fe^{3+}$ , Cr, Al (Stevens, 1994) مشابه این نشانه‌ها در نمودارهای بعدی نیز به کار رفته‌اند؛ ب) تغییرات  $Al_2O_3$  در برابر  $Cr_2O_3$  در کرومیت‌های تشکیل دهنده کرومیت‌های منطقه مورد مطالعه (Ahmed and Arai, 2003; Bonovia et al., 1993).

شده‌اند که دچار ۱۵ تا ۲۰ درصد ذوب بخشی شده است (سلطانی‌نژاد، ۱۳۹۴). هر دوی این پدیده‌ها، یعنی ذوب بخشی معادل ۱۵ تا ۲۰ درصد و سپس، عملکرد مذاب‌های بونینیتی و ایجاد کرومیت و دونیت، در محیط‌های بالای منطقه فرورانش گزارش شده‌اند (Arai, 1992; Zhou and Bai, 1992).

#### ۶- تعیین جایگاه زمین‌ساختی مجموعه حاجی‌آباد با استفاده از ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل

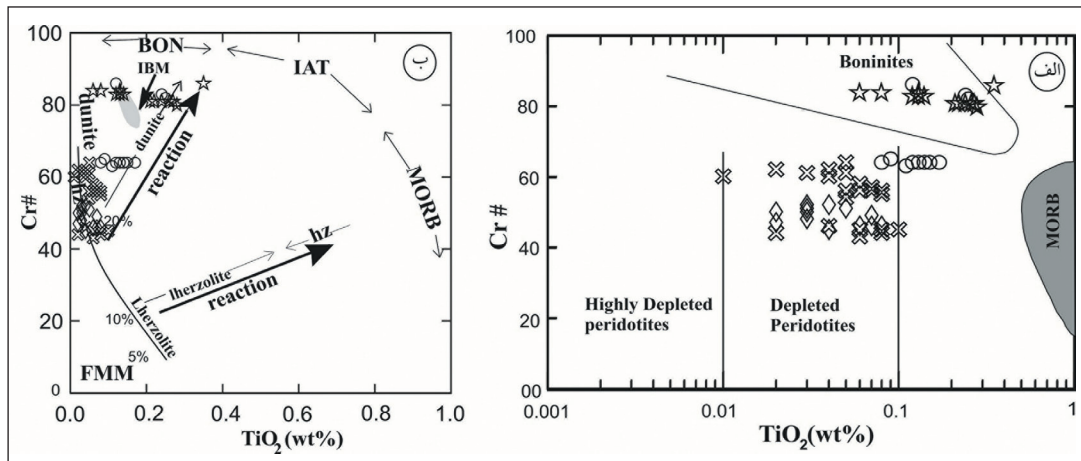
استفاده از ترکیب کروم‌اسپینل در تعیین جایگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌ها، به طور گسترده کاربرد دارد. در این پژوهش نیز، به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی پریدوتیت‌های حاجی‌آباد و کرومیت‌های همراه آنها، از ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل‌ها ( $Mg\#, Cr\#, Al_2O_3, TiO_2$ ) استفاده شده است. میزان Cr# در این کانی،

در نمودار  $\log(TiO_2)$  در برابر Cr# (شکل ۵- الف)، کروم‌اسپینل‌های پراکنده موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها، در محدوده پریدوتیت‌های تهی شده قرار دارند و کرومیت‌های پراکنده موجود در دونیت‌ها، به همراه کرومیت‌ها، در محدوده کرومیت‌های متبلور شده از مذاب‌های بونینیتی جای می‌گیرند. مذاب‌های بونینیتی که به طور معمول در محیط‌های بالای منطقه فرورانش دیده می‌شوند؛ می‌توانند با پریدوتیت‌های تهی شده حاجی‌آباد واکنش دهند و در پایان، کرومیت‌ها را در یک محیط بالای فرورانش ایجاد کرده باشند. در نمودار Cr# در برابر  $TiO_2$  (شکل ۵- ب) نیز ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت و لرزولیت‌ها، نشانه ذوب بخشی سنگ‌های میزبان و ترکیب کرومیت‌های موجود در دونیت‌ها نیز نشان‌دهنده این موضوع است که دونیت‌های مورد نظر، به احتمال زیاد در اثر واکنش مذاب‌های بونینیتی با گوشته‌ای تشکیل

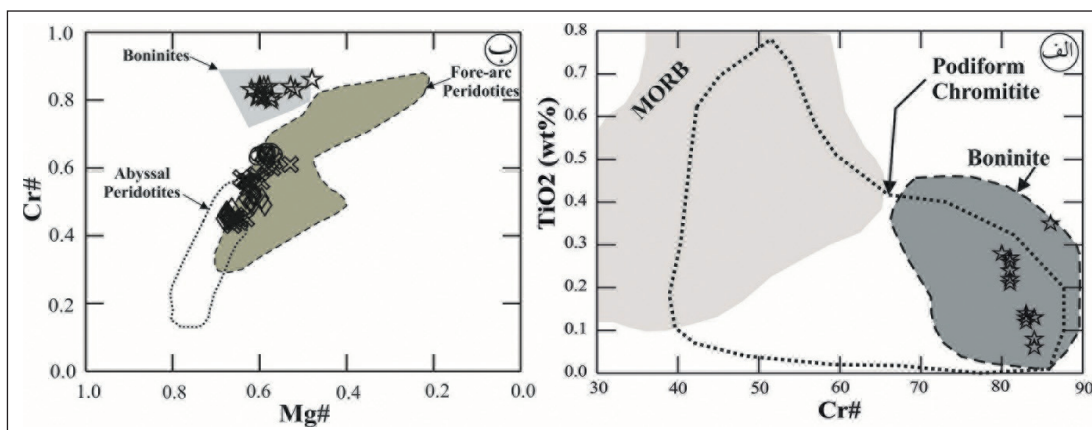


بر پایه مطالعات (Kamenetsky et al., 2001)، کرومیت‌های با میزان پایین  $Cr\#$ ،  $Al_2O_3$  و مقادیر گسترده‌ای از  $TiO_2$ ، معرف اسپینل‌هایی هستند که از یک مذاب با ترکیب MORB متبلور شده‌اند. در برابر آن کرومیت‌های با میزان بالای  $Cr\#$ ، نشانگر تبلور از مذاب‌هایی با ترکیب بونینیت هستند که در محیط زمین‌ساختی بالای منطقه فرورانش دیده می‌شوند. در نمودار  $Cr\#$  در برابر  $Mg\#$  (شکل ۶-ب)، به دلیل بالا بودن میزان  $Cr\#$ ، کروم اسپینل‌های موجود در کرومیت‌ها در محدوده بونینیت‌ها و پریدوتیت‌های حاجی‌آباد نیز، در محدوده پریدوتیت‌های محیط مرتبط با کمان‌جانمایی می‌شوند و به سوی پریدوتیت‌های آبیسال تمایل دارند.

به عنوان شاخص محیط‌های زمین‌ساختی شناخته شده است و میزان این متغیر، تابع عوامل مختلف، از جمله درجه ذوب بخشی و دمای تبلور است؛ به طوری که با افزایش درجه ذوب، افزایش و با کاهش دما کاهش می‌یابد (Dick and Bullen, 1984). مقدار  $Al_2O_3$  در این کانی با مقدار  $Cr_2O_3$  نسبت وارون دارد. در کروم اسپینل‌های افیولیتی، مقدار  $TiO_2$  عموماً پایین است و کمتر تحت تأثیر تغییرات دما قرار می‌گیرد. در نمودار تغییرات  $Cr\#$  در برابر  $TiO_2$  (شکل ۶-الف)، کرومیت‌های تشکیل‌دهنده کرومیت‌های منطقه مورد مطالعه با توجه به پایین بودن مقدار  $TiO_2$ ، در محدوده مشترک کرومیت‌های نیامی و کرومیت‌های حاصل از بونینیت‌ها جای می‌گیرند.



شکل ۵-الف) تغییرات  $TiO_2$  در برابر  $Cr\#$  در کروم اسپینل‌های منطقه مورد مطالعه، محدوده بونینیت‌ها و بازالت‌های رشته‌کوه‌های میان اقیانوسی از Dick and Bullen (1984) و محدوده پریدوتیت‌های تهی شده و به شدت تهی شده از (Jan and Windley (1990)؛ ب) تغییرات  $Cr\#$  در برابر  $TiO_2$  کروم اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مختلف منطقه مورد مطالعه (Pearce et al., 2000). FMM = گوشته مورب بارور، IBM = ایزوبونین ماریانا، IAT = توله‌ایت‌های جزایر کمانی، HZ = هارزبورژیت، IBM = بونینیت.



شکل ۶-الف) تغییرات  $Cr\#$  در برابر  $TiO_2$  در کرومیت‌های تشکیل‌دهنده کرومیت‌های منطقه مورد مطالعه، محدوده کرومیت‌های نیامی از (Pagé and Barnes (2009) و محدوده‌های کرومیت‌های مربوط به مورب و بونینیت از (Barnes and Roeder (2001)؛ ب) نمودار تغییرات  $Mg\#$  در برابر  $Cr\#$  کروم اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مختلف منطقه مورد مطالعه (Kapsiotis, 2013).

حاجی‌آباد را جزئی از گوشته دانست که در بالای یک پهنه فرورانش جای گرفته‌اند. در نمودار  $Cr\#$  در برابر  $TiO_2$  کروم اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مختلف نشانگر مقادیر پایین  $TiO_2$  هستند که از ویژگی‌های مجموعه‌های افیولیتی است (شکل ۶-الف). در نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2$  (شکل ۶-ب) کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت و لرزولیت‌ها در محدوده مشترک میان پریدوتیت‌های پهنه بالای

مقدار  $Cr\#$  در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های ژرف ۱۰ تا ۵۰ (Dick and Bullen, 1984) و در پریدوتیت‌های بالای پهنه فرورانش ۳۸ تا ۸۰ (Parkinson and Pearce, 1998; Pearce et al., 2000) است. میزان  $Cr\#$  در کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های حاجی‌آباد، از ۴۴ تا ۶۴ متغیر و به پریدوتیت‌های بالای پهنه فرورانش نزدیک است. در نتیجه می‌توان پریدوتیت‌های

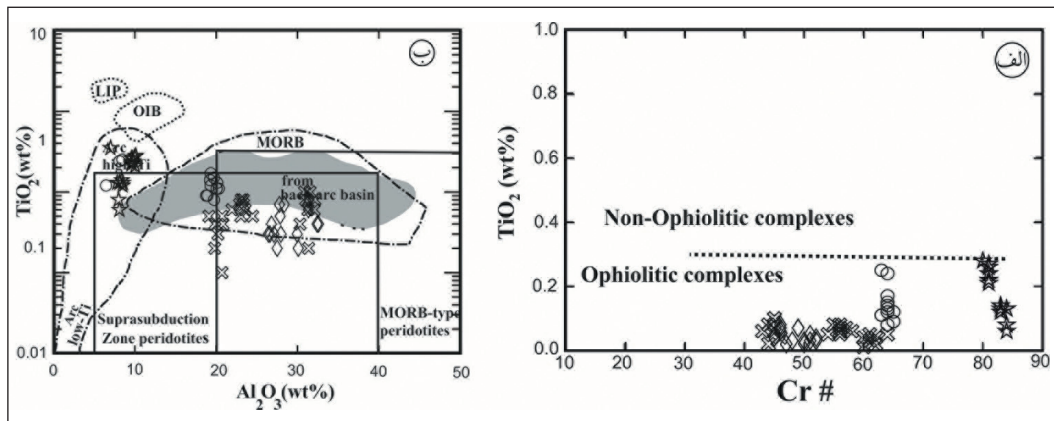
محدوده مگنزیم کرومیت‌های مرتبط با فرورانش هستند. در نمودار Mg# در برابر Cr# (شکل ۸-ب)، کروم اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه، نشانگر درجه ذوب بخشی بالاتر هارزبورژیت‌ها، نسبت به لرزولیت‌ها هستند و محیط زمین‌ساختی بالای منطقه فرورانش را برای این پریدوتیت‌ها نشان می‌دهند.

فرورانش و MORB جای می‌گیرند. در نمودار Cr# در برابر Mg# (شکل ۸-الف) کرومیت‌های موجود در کرومیت‌های مجموعه حاجی‌آباد، با میزان بالای Cr# در محدوده مگنزیم کرومیت‌های بونیتی جای می‌گیرند و همچنین کروم اسپینل‌های هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت‌های موجود در افیولیت حاجی‌آباد نیز، بیشتر در

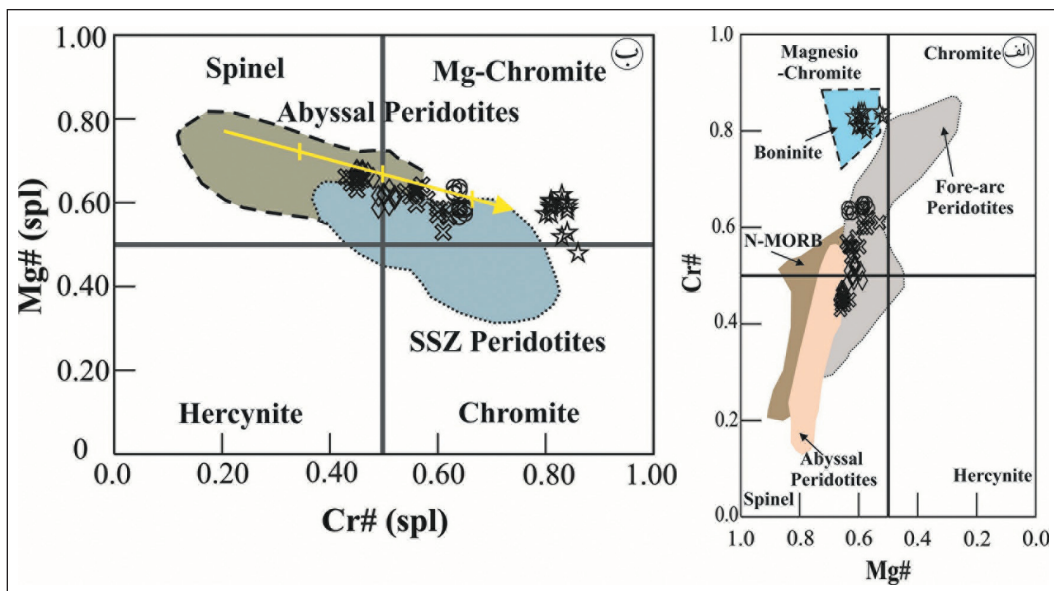
جدول ۲- ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها (Du) و کرومیت‌های (Chr) مجموعه حاجی‌آباد.

C-45		C-45		C-45		C-7		A-3		c-15		c-15		شماره نمونه	
Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	نوع سنگ	
											Rim	Core	Rim	Core	
	0	0	0	0.5	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	0.00	0.00	SiO <sub>2</sub>
	0.13	0.06	0.12	0.13	0.08	0.27	0.35	0.12	0.24	0.25	0.08	0.11	0.12	0.13	TiO <sub>2</sub>
	8.55	8.12	8.5	7.85	8.03	9.99	7.03	6.48	8.12	8.48	19.74	20.33	19.34	20.14	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	62.07	61.65	61.85	62	63.08	61.8	62.7	58.48	57.15	57.45	52.19	50.58	52.31	52.24	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	17.28	19.78	17.83	17.3	17.82	17.52	20.71	28.49	27.92	27.03	14.68	14.72	18.11	15.21	FeO
	0.35	0.39	0.35	0.34	0.36	0.28	0.47	0.52	0.43	0.36	0.26	0.24	0.38	0.26	MnO
	12.3	10.67	12.79	12	12.11	11.94	9.62	6.54	7.61	7.63	13.60	13.69	12.78	14.06	MgO
	0.02	0.02	0.05	0	0.01	0	0	0.00	0.02	0.00	0.00	0.27	0.02	0.00	CaO
	0.07	0.02	0.06	0.07	0.09	0.1	0.05	0.02	0.01	0.01	0.07	0.02	0.36	0.06	NiO
	100.8	100.7	101.6	100	101.6	101.9	100.9	100.67	101.56	101.22	100.68	100.55	103.21	102.11	TOTAL
	0	0	0	0.13	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	Si
	0.025	0.012	0.023	0.03	0.016	0.052	0.07	0.03	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	Ti
	2.617	2.519	2.575	2.43	2.449	3.019	2.204	2.08	2.55	2.67	5.73	5.88	5.52	5.75	Al
	12.75	12.83	12.568	12.9	12.91	12.53	13.19	12.61	12.05	12.13	10.17	9.81	10.02	10.00	Cr
	0.586	0.626	0.811	0.4	0.613	0.558	0.468	1.26	1.31	1.11	0.07	0.00	0.41	0.20	Fe(iii)
	3.167	3.728	3.021	3.38	3.244	3.408	4.139	5.24	4.92	4.93	2.95	3.02	3.26	2.88	Fe(ii)
	0.077	0.087	0.076	0.08	0.079	0.061	0.106	0.12	0.10	0.08	0.05	0.05	0.08	0.05	Mn
	4.763	4.188	4.901	4.69	4.673	4.564	3.815	2.66	3.03	3.04	5.00	5.01	4.62	5.08	Mg
	0.006	0.006	0.014	0	0.003	0	0	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	Ca
	0.013	0.004	0.011	0.01	0.017	0.019	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.01	Ni
	24	24	24	24	24	24.21	24	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	TOTAL
	0.44	0.51	0.44	0.45	0.45	0.45	0.55	0.71	0.67	0.67	0.38	0.38	0.44	0.38	Fe/Fe+Mg
	83	84	83	84	84	81	86	86.00	83.00	82.00	64.00	63.00	64.00	64.00	Cr#
	60.06	52.91	61.87	58.09	59.02	57.25	47.96	33.66	38.08	38.12	62.86	62.38	58.64	63.79	Mg#





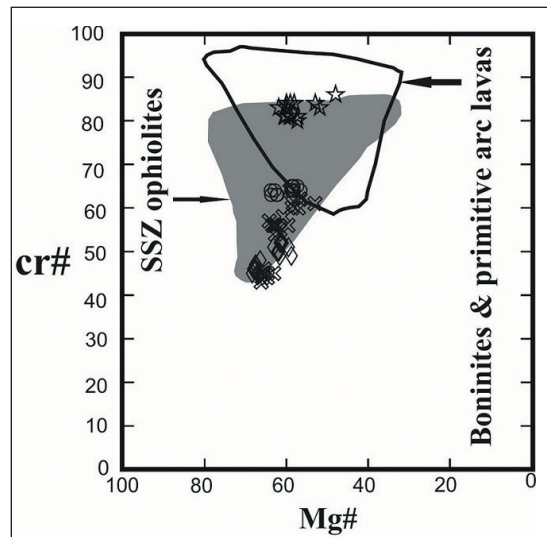
شکل ۷- الف) نمودار تغییرات  $Cr\#$  در برابر  $TiO_2$  کرومیت‌های موجود در سنگ‌های مختلف منطقه مورد مطالعه (Bonavia et al., 1993) (ب) تغییرات  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  در کرومیت‌های موجود در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (Kamenetsky et al., 2001).



شکل ۸- الف) نمودار تغییرات  $Cr\#$  در برابر  $Mg\#$  کرومیت‌های موجود در سنگ‌های مختلف مجموعه حاجی‌آباد، (Pomonis and Magganis, 2017) (ب) نمودار تغییرات  $Mg\#$  در برابر  $Cr\#$  کرومیت‌های موجود در سنگ‌های مختلف مجموعه حاجی‌آباد (Uysal et al., 2016).

بیشتر ناشی از ناهمگنی گوشته بالایی در منطقه باشد. چنین تفسیری، در مورد افولیت‌های Eldivan در ترکیه نیز گزارش شده است (Uysal et al., 2016). بنابراین، شواهد ژئوشیمیایی ارائه شده از ترکیب کروم‌اسپینل‌ها نشان می‌دهد که در مجموعه اولترامافیک حاجی‌آباد، مذاب‌های تشکیل‌دهنده کرومیت‌ها، منشأ بونینیتی دارند و بر پایه مطالعات Plank and Langmuire (1998) گونه گوشته‌ای بالای مناطق فرورانش مکان مناسبی برای تولید این مذاب‌های بونینیتی است. با این ترتیب، شواهد واکنش مذاب-پریدوتیت، به صورت ایجاد کرومیت‌ها، دونیت‌ها و تشکیل نسل‌های مختلف کانی‌ها در مجموعه حاجی‌آباد، به خوبی وجود دارد و این مجموعه، همانند دیگر مجموعه‌های موجود در منطقه اسفندقه به طور گسترده و فراگیر، مورد هجوم مذاب‌های بالارو قرار گرفته است.

در نمودار  $Cr\#$  در برابر  $Mg\#$  (شکل ۹)، کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیت‌ها در محدوده بونینیت‌ها و پریدوتیت‌های حاجی‌آباد نیز در محدوده افولیت‌های بالای منطقه فرورانش جانمایی می‌شوند. در منطقه حاجی‌آباد و اسفندقه - که مجموعه مورد مطالعه نیز در آن جای دارد - چندین مجموعه اولترامافیک دیده می‌شود. بررسی‌های سنگ‌نگاری این مجموعه‌ها (سیخوران، صوغان، آبدشت، ده‌شیخ) نشان می‌دهد که برخی از آنها به بالای منطقه فرورانش تعلق (Sabzehei, 1998; Ghasemi et al., 2002; Ahmadipour et al., 2003; Peighambari et al., 2011; Jannessary et al., 2012; Najafzadeh and Ahmadipour, 2014) و برخی دیگر به پریدوتیت‌های زیر پشته میانی اقیانوس تمایل دارند (مانند مجموعه آب‌بید؛ محمدی و همکاران، ۱۳۹۵). به نظر می‌رسد که تفاوت محیط زمین‌ساختی در این مجموعه‌های نزدیک به یکدیگر،



شکل ۹- نمودار تغییرات Mg# در برابر Cr# کروم‌اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مختلف منطقه مورد مطالعه (Bridges et al., 1995).

## ۷- نتیجه گیری

روند افیولیت‌های نیریز- کرمانشاه، می‌توان این توده را بخشی از سنگ کره اقیانوسی و متعلق به شاخه‌هایی از نوتیس در نظر گرفت. در منطقه اسفندقه، مجموعه‌های اولترامافیک مختلفی وجود دارد که با وجود نزدیکی آنها با یکدیگر، ترکیب شیمیایی متفاوتی نشان می‌دهند. این امر می‌تواند به دلیل ناهمگنی گوشته بالایی در این منطقه باشد و اثبات آن به مطالعات دقیق‌تری نیاز دارد.

## سپاسگزاری

نگارندگان بر خود لازم می‌دانند که از زحمات سرکار خانم دکتر اعظم زاهدی و پروفیسور ناکاشیما کازویو از دانشگاه یاماگاتا ژاپن برای انجام تجزیه‌های شیمیایی این پژوهش سپاسگزاری کنند.

مطالعه شیمی کرومیت‌های موجود در انواع سنگ‌های مجموعه اولترامافیک حاجی‌آباد نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های میزبان، به گوشته بالایی روی منطقه فرورانش تعلق دارند و دچار درجاتی از ذوب بخشی شده‌اند. ماگمای دخیل در تشکیل کرومیت‌ها، به بونیت‌های موجود در منطقه بالای فرورانش شباهت دارد و کرومیت‌های معدنی مجموعه مورد نظر نیز از دید ترکیب شیمیایی مشابه کرومیت‌های همین محیط هستند. با استفاده از شواهد مختلف ژئوشیمیایی می‌توان مجموعه اولترامافیک حاجی‌آباد را بخشی از سنگ کره اقیانوسی دانست که در بالای منطقه فرورانش جای گرفته و تحولات مربوط به این منطقه، مانند واکنش رودروی مذاب- پریدوتیت و ذوب بخشی را در خود ثبت کرده است. بر پایه موقعیت زمین‌شناسی توده مورد مطالعه و نزدیکی آن به رواندگی زاگرس و جایگیری آن در

## کتابنگاری

- سلطانی‌نژاد، م.، ۱۳۹۴- پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز مجموعه اولترامافیک حاجی‌آباد (شمال شرق حاجی‌آباد، استان هرمزگان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۴۳ ص. سهندی، م.، ر.، عزیزیان، ح.، ناظم‌زاده، م.، نوازی، م. و عطاپور، ح.، ۱۳۸۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، چهار گوش شماره ۷۲۴۶، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- محمدی، م.، احمدی‌پور. و مرادیان، ع.، ۱۳۹۵- تحولات پتروژنتیکی و محیط زمین‌ساختی هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آب‌بید (خاور حاجی‌آباد، استان هرمزگان)، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۲، ص. ۲۲۱ تا ۲۳۲.

## References

- Ahmadipour, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Rastad, E. and Emami, M. H., 2003- Soghan complex as an evidence for paleosubduction center and mantle diapirism in sananandaj-sirjan zone (South-East Iran), *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, V. 14(2), p. 157-172.
- Ahmed, A. H. and Arai, S., 2003- Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite. *Canadian Mineralogists*, V. 4, p. 597-616.
- Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y. M. and Rahimi, A., 2005- Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, V. 138, p. 225-234.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, V. 229, p. 211-238.
- Arai, S. and Yurimoto, H., 1994- Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwest Japan, as mantle-melt interaction products. *Econ. Geol.*, V. 89, p. 1279-1288.



- Arai, S. and Yurimoto, H., 1995- Possible subarc origin of podiform chromitites. *Island Arc*, V. 4, p. 104–111.
- Arai, S., 1992- Chemistry of Chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry, *mineralogical magazine*, v. 56, p. 173-184.
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, K. and Ishimaru, S., 2011- Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: Implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc*, V. 20, p. 125–137.
- Barnes, S. J. and Roeder, P. L. 2001- The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of petrology*, V. 42(12), p. 2279-2302.
- Bonavia, F. F., Diella, V., and Ferrario, A., 1993- Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology*, V. 88, p. 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*, v. 132, p. 39-49.
- Casini, G., Gillespie, P. A., Vergés, J., Romaine, I., Fernández, N., Casciello, E., Saura, E., Mehl, C., Homke, S., Embry, J. C., Aghajari, L. and Hunt, D. W., 2011- Sub-seismic fractures in foreland fold and thrust belts: Insight from the Lurestan Province, Zagros Mountains, Iran. – *Petroleum Geoscience*, V. 17/3, p. 263–282.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984- Chrome spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 86, p. 54–76.
- Dilek, Y. and Delaloye, M., 1992- Structure of Kizildag ophiolite, a slow – spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory., *Geology*, V. 20, p. 19-22.
- Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehei, M., Witechurch, H. and Ricou, L. M., 2002- The mafic–ultramafic complex of Sikhoran (central Iran): a polygenetic ophiolitic complex. *Geoscience*, V. 334, p. 431–438.
- Ghosh, B., Morishita, T. and Bhatia, K., 2013- Significance of chromium spinels from the mantle sequence of the Andaman Ophiolite, India: Paleogeodynamic implications. *Lithos*, V. 164–167, p. 86–96.
- Hassanipak, A. A. and Ghazi, A. M., 1999- Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoi ophiolite, Northwest Iran. *Journal of Asian Earth science*, V. 18, p. 43-55.
- Irvine, T. N., 1965- Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory, *Canadian Journal of Earth Science*, V. 2, p. 648-672.
- Irvine, T. N., 1967- Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrological applications, *Canadian Journal of Earth Science*, V. 4, p. 71-103.
- 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*, V. 37, p. 31-41.
- Jan, M. Q. and Windley, B. F., 1990- Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan, *Journal of Petrology*, V. 31, p. 667-715.
- Jannessary, M. R., Melcher, F., Lodziak, J. and Meisel, T. C., 2012- Review of platinum-group element distribution and mineralogy in Chromitite ores from southern Iran, *Ore Geology Reviews*, 48, P. 278–305.
- 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.
- Kapsiotis, A. N., 2013- Origin of mantle peridotites from the Vourinos Ophiolite Complex, Greece, as deduced from Cr-spinel morphological and chemical variations. *Journal of Geosciences*, V. 58(3), p. 217.
- Kelemen, P. B., Dick, H. J. B. and Quick, J. E., 1992- Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle, *Nature*, V. 358, p. 635-641.
- Najafzadeh, A. R. and Ahmadipour, H., 2014- Using platinum-group elements and Au geochemistry to constrain the genesis of podiform chromitites and associated peridotites from the Soghan mafic–ultramafic complex, Kerman, southeastern Iran. *Ore Geol. Rev.* V. 60, p. 60–75.
- Nicolas, A., 1989- *Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*: Dordrecht, the Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 367p.
- Pagé, P. and Barnes, S. J., 2009- Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford mines ophiolite, Québec, Canada. *Economic Geology*, V. 104, p. 997–1018.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A., 1998- Peridotites from Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology*, V. 39, p. 1577–1618.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edward, S. J., Parkinson, I. J. and Leat, P. T., 2000- Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin systems, south Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 139, p. 36–53.
- Peighambari, S., Ahmadipour, H., Stosch, H. G. and Daliran, F., 2011- 4. Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehshikh peridotite mass if and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran, *ore geology reviews*, V. 39, p. 245-264.
- Pessagno, E. A., Ghazi, M., Kaiminia, M., Duncan, R. A. and Hassanipak, A. A., 2005- Tectonostratigraphy of the Khoi complex, northwestern Iran: stratigraphy, v. 2, no. 1, p. 49-63.

- Pike, J. E. and Schwarzman, E. C., 1977- Classification of textures in ultramafic xenoliths. *J. Geol.* V.85, p.49-61.
- Plank, T. and Langmuire, C. H., 1998- The chemical compositions of subducting sediments and its consequences for the crust and mantle, *Chemical Geology*, V.145, p. 325-394.
- Pomonis, P. and Magganas, A., 2017- Petrogenetic Implications for Ophiolite Ultramafic Bodies from Lokris and Beotia (Central Greece) Based on Chemistry of Their Cr-spinels. *Geosciences*, V. 7(1), p. 10.
- Rajabzadeh, M. A. and Dehkordi, T. N., 2013- Investigation on mantle peridotites from Neyriz ophiolite, south of Iran: geodynamic signals. *Arabian Journal of Geosciences*, V. 6(11), p. 4445-4461.
- Sabzehei, M., 1998- Upper Proterozoic–Lower Paleozoic ultramafic–mafic association of southeast Iran, Product of an ophiolitic magma of Komatiitic affinity, *International Ophiolite Symposium, Finland, Abstracts*, P. 201.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. J., 2011- Geodynamic evolution of upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geol. Mag.* V. 148, p. 762–801
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J. and Chiaradia, M., 2013- Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher- Bft ophiolite, central Iran. *Lithos*, V. 168-169-p. 33-47.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2009- Significance of Nain - Baft ophiolitic belt (Iran): Short - lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes rendus-Geoscience*, V. 341, p. 1016-1028.
- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *J. Asian Earth Sci.* V. 24, p. 405–417.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. – *Earth and Planetary Science Letters*, V. 196/1, p. 17–33.
- Stevens, R. E., 1994- Composition of some chromites of the western Hemisphere. *Am Mineral*, V. 29, p 1-34.
- Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxis across the Zagros. – In: Alsop, G.I., D.J. Blundell, I. Davison (Eds): *Salt Tectonics*, Geological Society, London, V. 100, p. 89–109.
- Torabi, Gh., 2009- Chromitite potential in mantle peridotites of the Jandaq ophiolite (Central Iran). *Comptes rendus – Geoscience*, V. 341, p. 982-992.
- Uysal, I., Ersoy, E. Y., Dilek, Y., Kapsiotis, A. and Sarifakioglu, E., 2016- Multiple episodes of partial melting, depletion, metasomatism and enrichment processes recorded in the heterogeneous upper mantle sequence of the Neotethyan Eldivan ophiolite, Turkey. *Lithos*, V. 246-247, p. 228-245.
- Warren, J. M., 2016- Global variations in abyssal peridotite compositions. *Lithos*, V. 248, p. 193-219.
- Zhou, M. F. and Bai, W. J., 1992- Chromite deposits in China and their origin, *Mineral. Deposita*, V. 27, p. 192-199.
- Zhou, M. F. and Robinson, P. T., 1997- Origin and tectonic setting of podiform chromite deposits. *Econ. Geol.* V. 92, p. 259–262.

# Chromite chemistry as an approach to the origin of the north-east of Hadji Abad ultramafic massif, Hormozgan province

M. Soltani Nezhad<sup>1\*</sup>, H. Ahmadi Pour<sup>2</sup>, A. Moradian<sup>3</sup> and B. Zaboli Sarvtamin<sup>4</sup>

<sup>1</sup>M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

<sup>3</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

<sup>4</sup>M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 2016 June 28

Accepted: 2017 May 23

## Abstract

The Hadji-Abad ultramafic complex is located at the north of Hormozgan province and represents a part of Orzuieh-Dowlat Abad coloured melange in the northern edge of Zagros thrust. The complex contains harzburgites, lherzolites, dunites and chromitites. Harzburgite is the dominant rock type. Evidence such as lobate boundaries, elongation of chromian spinels and pyroxenes, evidence for incongruent melting of orthopyroxenes and exsolution lamellae of clinopyroxenes show that the studied peridotites, experienced high temperature deformation in the upper mantle, and then emplaced in the crust. Different amounts and various shapes of chromite grains occur in all of the studied lithological units. In the harzburgites and lherzolites, disseminated brown chromites are seen as either euhedral isolated crystals or anhedral interstitial ones which crystallized between the other minerals. In the dunites, chromites appear as disseminated black euhedral and subhedral crystal grains which formed within or at the boundaries of olivine grains. In the high grade chromitites, the coarse black euhedral chromites show smooth and triple junction boundaries with cumulative textures, while in the low grade types, disseminated euhedral chromites set in a silicate matrix. Chemical analysis of disseminated chromites in the studied rocks show that maximum amounts of Cr# belong to those exist in the high grade chromitites (80-84) and the minimum are for those in the lherzolites (45-52). Tectonic discrimination diagrams reveal that chemical compositions of chrome spinels from the harzburgites and lherzolites are similar to those exist in the suprasubduction zone mantle peridotites. The host rocks as a part of ophiolites in this environment, suffered 15 to 20% partial melting. Disseminated chrome spinels from the dunite and also the chromitites have been crystallized from boninitic type melts in the same tectonic setting. These evidence show that probably, Hadji-Abad peridotites and their host ophiolite melange belong to suprasubduction zone upper mantle and the evolutions related to this environment such as melt-peridotite reaction and partial melting have been recorded in their mineral chemistry and textures.

**Keywords:** Ultramafic, Chromite, Chromitite, Suprasubduction zone, Hadjiabad, Hormozgan

For Persian Version see pages 203 to 214

\*Corresponding author: M. Soltani Nezhad; E-mail: Mjmt.sol@gmail.com