

# ژئوشیمی و محیط زمین‌شناسی کرومیت‌های ناحیه الند از مجموعه افیولیتی خوی، شمال باختر ایران

علی امامعلی پور<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> گروه مهندسی معدن، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۹/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱۰/۲۸

## چکیده

افیولیت خوی در شمال باختر ایران میزبان چندین توده کرومیتیتی انبانی است. نهشته‌های کرومیتیتی ناحیه الند در این افیولیت به شکل‌های عدسی، تخته‌ای و رگه‌ای نامنظم در میان هارزبورژیت‌های تهی‌شده گوشه‌ای جای گرفته‌اند. کرومیت‌ها بافت‌های گوناگون توده‌ای، نواری، افشان، گرهکی و کاتاکلاستی دارند. این توده‌ها توسط پوششی از دونیت با ستبراهای مختلف احاطه شده‌اند. از نظر شیمی کانی، کرومیت‌ها با عدد کروم  $[Cr/(Cr+Al)]$  از ۰/۶۶ تا ۰/۸۱ و عدد منیزیم  $[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$  از ۰/۴۲ تا ۰/۶۶ شناخته می‌شوند. مقادیر  $Al_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$  و  $MgO$  کرومیت‌ها به ترتیب در دامنه‌های ۴۵/۸۹-۵۴/۹۴ درصد وزنی، ۱۷/۱۸-۸/۵۳ درصد وزنی و ۱۴/۲۹-۸/۳۸ درصد وزنی تغییر می‌کنند. میان عدد کروم و عدد منیزیم کرومیت‌ها همبستگی منفی وجود دارد که از ویژگی‌های کرومیت‌های انبانی است. ترکیب کرومیت‌ها از نظر عدد کروم، عدد منیزیم، مقادیر  $Al_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$ ،  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$  و  $TiO_2$  و نیز ضرایب همبستگی میان اکسیدهای گوناگون با ترکیب کلی کرومیت‌های نوع انبانی همخوانی دارد. کرومیت‌های ناحیه الند از نوع کروم بالا با  $Cr > ۰/۶۶$  و  $Al_2O_3 < ۲۵\%$  هستند. مقادیر پایین  $TiO_2$  و موقعیت ترکیب شیمی آنها در نمودارهای  $TiO_2$  در برابر  $Cr/(Cr+Al)$  و  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  شاید بازتابی از تبلور کرومیت‌ها از ماگمای بونینیتی در جایگاه زمین‌ساختی سوپراسابداکشنی باشند. بررسی ژئوشیمی کل سنگ در کرومیت‌ها نشان داد که این کانسنگ‌ها از نظر عیار  $Cr_2O_3$  دارای تغییرات گسترده‌ای در دامنه ۱۹-۵۱/۶ درصد وزنی هستند و تغییرات ترکیبی در اکسیدهای سازنده  $Al_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $SiO_2$  و  $MgO$  کرومیت‌ها، بازتابی از ویژگی‌های بافتی آنهاست.

**کلیدواژه‌ها:** افیولیت، خوی، الند، کرومیتیت انبانی، ژئوشیمی، بونینیت

\*نویسنده مسئول: علی امامعلی پور

E-mail: a.imamalipour@mail.urmia.ac.ir

## ۱- مقدمه

کوچک و یک توده معدنی بزرگ وجود دارد. این توده‌های معدنی در نقشه زمین‌شناسی محدوده معدن کرومیت برژوک (شکل ۱-ج) با حروف C, B, A و D نشان داده شده است. شکل ۲، نمایی از توده معدنی اصلی این ناحیه (توده معدنی D) را نشان می‌دهد. رخنمون‌های شناخته شده، همگی به صورت قطع کننده و ناهمشیب (بیشتر با شیب تند) نسبت به هارزبورژیت درون گیر هستند. به طور معمول توده‌های کرومیتیتی را پوششی دونیتی در بر گرفته و بخش دونیتی حدفاصل کرومیتیت‌ها و هارزبورژیت میزبان هستند. وجود غلاف دونیتی با ستبراهای متغیر از ویژگی‌های مشترک همه توده‌های کرومیتیتی ناحیه است. در بیشتر جاها دونیت نیز به سرپانتینیت تبدیل شده است و همبری توده‌های معدنی با سنگ درونگیر تند (شارپ) است (شکل ۳).

ناحیه الند (برژوک)، از نظر گسترش سنگ‌های الترامافیک، وجود کرومیتیت‌ها و نیز رخنمون سنگ‌های لیستونیتی دارای اهمیت است. این ناحیه در تقسیم‌بندی (Khalatbari-Jafari et al. 2003, 2004) در محدوده افیولیت دگرگون نشده کرتاسه بالایی قرار می‌گیرد. الترامافیک‌های این ناحیه از هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده، سرپانتینیت، دونیت و مقدار کمی پیروکسنیت تشکیل شده‌اند. توده‌های نفوذی با ترکیب گابرویی به درون الترامافیک‌ها نفوذ کرده‌اند. گدازه‌های بازالتی با ساخت بالشی در دو سوی رودخانه الند گسترش دارند. دایک‌های رودنگیتی از دیگر واحدهای سنگی این منطقه هستند. سنگ‌های ائوسن شامل سنگ‌آهک، مارن و کنگلومرا به سن لوتسین به طور ناهمشیب بر روی الترامافیک‌ها جای گرفته‌اند.

در منطقه قشلاق (شمال باختر خوی) نیز سنگ‌های فوق‌بازی گسترش زیادی دارند. این منطقه از دیدگاه (Khalatbari-Jafari et al. 2003; 2004) در محدوده افیولیت قدیمی (متافیولیت) قرار می‌گیرد. این سنگ‌ها از سوی شمال در همبری زمین‌ساختی با سنگ‌های دگرگونی قرار دارند. در این منطقه نیز، چند توده کرومیتیتی به شکل عدسی‌های کشیده با فاصله‌ای اندک از همدیگر یافت می‌شوند. بافت کانسنگ در این منطقه بیشتر گرهکی است و از این رو عیارها پایین است.

تاکنون بیش از ۱۰ رخداد کرومیتیتی در گستره افیولیتی ناحیه خوی در شمال باختر کشور شناسایی شده است. این پهنه از کوه‌های آتاتولی در ترکیه به سمت خاور گسترش می‌یابد و ناحیه‌ای گسترده را به وسعت حدود ۳۹۰۰ کیلومتر مربع در مرز مشترک ایران و ترکیه می‌پوشاند. این پهنه افیولیتی راستای شمالی-جنوبی دارد به گونه‌ای که از جنوب به کمربند جنوبی افیولیت‌های نئوتیس ترکیه (افیولیت‌های محور تاروس) و از سوی شمال به رشته شمالی (افیولیت‌های محور آتاتولی) می‌پیوندد. گسترش و پراکندگی افیولیت‌های نئوتیس در نواحی ترکیه، قفقاز و شمال باختر ایران در شکل ۱ نشان داده شده است. داده‌های سن سنجی ایزوتوپی و شواهد صحرائی به دست آمده توسط (Khalatbari-Jafari et al. 2003) گویای آن است که در ناحیه خوی دو مجموعه افیولیتی با سنین و ویژگی‌های متفاوت وجود دارد: (۱) افیولیت قدیمی، که ویژگی چند دگرگونی (متافیولیت) داشته و سن کهن‌ترین دگرگونی آن ژوراسیک زیرین است، این پژوهشگران سن ماگمایی پیش از ژوراسیک (تریاس بالایی؟) را برای آن پیشنهاد کرده‌اند؛ (۲) یک مجموعه افیولیتی جوان و دگرگون نشده که سن آن کرتاسه بالایی گزارش شده است.

سنگ‌های فوق‌بازی (هارزبورژیت، دونیت و اندکی پیروکسنیت) که بیشترشان سرپانتینی شده‌اند، به تنهایی گستره‌ای بیش از ۲۵۰ کیلومتر مربع از افیولیت خوی را به خود اختصاص می‌دهند. توده‌های کرومیتیتی به شکل عدسی، تخته‌ای و رگه‌های نامنظم درون سنگ‌های فوق‌بازی جای دارند. نهشته‌های شناخته شده درون هارزبورژیت‌های گوشه‌ای به شدت سرپانتینی شده جای دارند و تاکنون هارزبورژیت‌های زون انتقالی گوشه-پوسته و نهشته‌های کرومیت احتمالی همراه با آن در افیولیت خوی شناسایی نشده‌اند (امامعلی پور، ۱۳۸۰). بیشتر این رخدادها کوچک‌اند و ذخیره اندکی دارند و در حال حاضر تنها سه کانسار برژوک (الند)، قشلاق، و چوچوک با چند ده‌هزار تن ذخیره قابل معدن‌کاری هستند. موقعیت این کانسارها در شکل ۱ نشان داده شده است. در ناحیه برژوک (الند) چند توده معدنی

هارزبورژیت‌های میزبان از کانی‌های الیون (به طور عمده سرپانتینی شده)، ارتوپروکسن (بیشتر به صورت بلورهای وجه‌دار تا نیمه‌وجه‌دار) و مقدار اندکی کلینوپروکسن تشکیل شده‌اند. کانی پیکوتیت و کرومیت نیز به عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند. ابعاد بلورهای ارتوپروکسن و الیون تا سه میلی‌متر می‌رسند، اما ابعاد بلورهای ارتوپروکسن (از نوع برونزیت) گاه به یک سانتی‌متر نیز می‌رسند. میانگین فراوانی نورماتیو کانی‌های الیون و ارتوپروکسن در این سنگ‌ها به ترتیب ۶۵-۷۰ و ۲۰-۲۵ درصد است و مقدار کلینوپروکسن به کمتر از سه درصد می‌رسد. رشته‌های نازک سرپانتین که فرآورده پدیده سرپانتینی شدن است، در بیشتر تیغه‌های نازک به چشم می‌خورد. در مواردی که فرایند یادشده گسترش کامل یافته و سنگ به سرپانتینیت تبدیل شده است، اثری از الیون به چشم نمی‌خورد و کل سنگ از سرپانتین (بیشتر آنتی‌گوریت) تشکیل می‌شود. در برخی موارد نیز رگچه‌های کربناتی (منیزیت) در سنگ یافت می‌شود.

بافت‌های اصلی کرومیت‌ها شامل انواع بافت‌های توده‌ای، نواری، افشان، گرهکی و کاتاکلاستی هستند. در نمونه‌های با بافت افشان، دانه‌های کرومیت به شکل منفرد یا اجتماعی از چند بلور وجه‌دار تا تا نیمه وجه‌دار توسط باطله‌ای از کانی‌های سوزنی یا رشته‌ای سرپانتین و در مواردی بقایای الیون و پروکسن به طور کامل دربر گرفته شده‌اند (شکل ۴-ب). کانسنگ‌های افشان به طور معمول کم عیار هستند. بافت افشان می‌تواند نشانگر تبلور هم‌زمان دانه‌های کرومیت با کانی‌های سیلیکاتی در زمان تبلور باشد. در بیشتر موارد، بافت افشان به بافت گرهکی تبدیل می‌شود. این بافت به روش دیگر نیز می‌تواند تشکیل شود، ممکن است فاز کرومیت متبلور شود و فاز سیلیکات به صورت مذاب بین بلوری حضور داشته باشد و سرانجام متبلور شود. در رابطه با کرومیت‌های بررسی شده با توجه به تغییر ریتمیک بافت‌های توده‌ای به افشان، فرایند نخست محتمل‌تر است.

بافت توده‌ای از فراوان‌ترین بافت‌های ماگمایی اولیه در کرومیت‌های منطقه است. این بافت محصول فراهم‌آمدگی دانه‌های کم و بیش درشت کرومیت است که مقادیر کمی کانی‌های سیلیکاتی و غیرسیلیکاتی (همچون مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، پنتلانیدیت و لینه‌ایت) را نیز در خود جای داده است (امامعلی‌پور، ۱۳۷۸). دگرشکلی‌های پس از تبلور کرومیت‌ها (بیشتر ناشی از فرایندهای سرپانتینی شدن)، سبب ایجاد ریزدرزه‌ها در دانه‌های کرومیت شده و این ریزدرزه‌ها توسط سرپانتین پر شده‌اند. ابعاد رگچه‌های سرپانتین در دانه‌های کرومیت متغیر بوده و از چند میکرون تا حدود ۵۰ میکرون متغیر است. تشکیل بافت توده‌ای کانسنگ‌های کرومیتی را بر اساس سیستم الیون-کوارتز-کرومیت (Zhou et al., 1996; Irvine, 1977) می‌توان توضیح داد. تبلور و ته‌نشینی بلورهای کرومیت در محدوده کرومیت سبب انباشت لایه‌های سرشار از کرومیت می‌شود که در این صورت سنگ حاصل کرومیت خوانده می‌شود.

بافت‌های کاتاکلاستی، میلوئیتی و کششی یا جدایشی (Pull-apart) از بافت‌های ثانویه هستند که به فراوانی در کرومیت‌های ناحیه دیده می‌شوند (شکل‌های ۴-ج و د). این بافت‌ها به طور عام با فرایند سرپانتینی شدن در ارتباط بوده و در مراحل پس از پیدایش کرومیت‌ها، بیشتر در مراحل جایگیری توده‌های فوق‌بازی میزبان در مناطق زمین‌ساختی فعال و پس از آن پدیدار شده‌اند. بافت نخستین این گونه کرومیت‌ها، هم از نوع گرهکی و هم از نوع توده‌ای بوده است. بافت کششی از دیگر بافت‌های ثانویه بویژه در کرومیت‌های با بافت گرهکی و افشان است. بافت کششی از بافت‌های ثانویه در کرومیت‌هاست که در نتیجه فرایند سرپانتینی شدن کانی‌های سیلیکاتی مجاور دانه‌های کرومیت، کاهش فشار و ایجاد انبساط در محیط اطراف دانه‌ها و در نهایت ایجاد کشش در دانه‌ها می‌شود. این بافت نخستین بار توسط Thayer (1964) نامگذاری و تشریح شده است. بافت نواری از دیگر بافت‌های اولیه ماگمایی در کرومیت‌های ناحیه خوی است. این بافت از تکرار لایه‌های پرمایه از

اگرچه محیط زمین‌شناسی توده‌های کرومیت‌های انبانی و نیز سازوکار تبلور کرومیت‌ها هنوز جای بحث دارد، اما در حال حاضر مناطق جزایر کمانی و پشت کمانی (پشته‌های گسترشی با سرعت کم) دو جایگاه زمین‌ساختی پذیرفته شده برای تشکیل کرومیت‌های انبانی هستند (برای مثال، Zhou and Robinson, 1997; Arai and Yurimoto, 1995; Zhou et al., 1996). اعتقاد بر آن است که ترکیب شیمیایی بلورهای کرومیت در نهشته‌های کرومیتی می‌تواند شاخصی از انواع مختلف ماگماها باشد (Melcher et al., 1997). کرومیت‌های مناطق نخست از نوع کروم-بالا و کرومیت‌های پشت کمانی از نوع آلومینیم-بالا هستند. کرومیت‌های کروم-بالا از ماگماهای بونینیتی متبلور می‌شوند، در حالی که انواع آلومینیم-بالا از ماگماهای تولنیتی نوع MORB تبلور می‌یابند. در هر دو محیط، تشکیل کرومیت‌ها حاصل واکنش گوشته بالایی (گوشته سنگ‌کراهی) با ماگمایی است که از میان آن به سمت بالا صعود می‌کند (برای مثال، Zhou and Robinson, 1997; Arai and Yurimoto, 1995; Uysal et al., 2005). در این پژوهش، ژنوشیمی نهشته‌های کرومیتی ناحیه الند خوی به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل آنها و نیز تعیین نوع ماگمایی که از آن متبلور شده‌اند، مورد بررسی قرار می‌گیرد.

## ۲- روش مطالعه

در این پژوهش، از روش‌های بررسی میکروسکوپی کانه‌نگاری (Ore Microscopy) و سنگ‌نگاری (Petrography) برای بررسی کانی‌شناسی کرومیت‌ها و نیز سنگ میزبان آنها استفاده شده است. برای این کار ۲۲ نمونه (شامل ۱۲ مقطع صیقلی و ۱۰ تیغه نازک) مورد بررسی قرار گرفت. ژنوشیمی کرومیت‌ها هم بر اساس تجزیه شیمیایی نقطه‌ای (EMP) بلورهای کرومیت به روش ریزکاو الکترونی و هم بر اساس تجزیه کل سنگ مورد بررسی قرار گرفته است. برای انجام بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه‌های نقطه‌ای از کرومیت‌های چهار توده معدنی ناحیه الند نمونه‌برداری شده است. همه این نمونه‌ها از کانسنگ‌های دارای بافت توده‌ای انتخاب شده‌اند. از آن‌جا که هوازدگی و دگرسانی ترکیب شیمیایی اولیه کرومیت‌ها را تغییر می‌دهد، از این رو پیش از انتخاب دانه‌های کرومیت برای تجزیه شیمیایی، با استفاده از بررسی میکروسکوپی از ماهیت اولیه آنها و عدم تأثیر فرایندهای ثانویه بر آنها اطمینان حاصل شد. تجزیه‌های EMP کرومیت‌ها به ۹ مورد توسط دستگاه ریزکاو الکترونی (مدل Jeol Superprob 733) در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور صورت گرفته است. مقادیر  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  پس از اندازه‌گیری آهن کل توسط EMP، بر پایه استوکیومتری اسپینل برآورد شده است. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی کرومیت‌های مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است.

تجزیه شیمیایی کل سنگ بر روی نمونه‌های برداشت شده از کانسنگ‌های کرومیتی و سنگ‌های درونگیر آنها به ۹۸ نمونه به روش XRF در پژوهشکده تحقیقاتی زمین‌شناسی شمال باختر کشور چین (۸۸ نمونه) و آزمایشگاه کانساران بینالود (۱۰ نمونه) انجام گرفته است. از میان این نمونه‌ها، ۱۷ نمونه به کرومیت‌های با بافت توده‌ای، ۳۴ نمونه به کرومیت‌های گرهکی، ۳۲ نمونه کرومیت‌های افشان و ۱۵ نمونه نیز به سنگ‌های دونیتی-هارزبورژیتی مجاور نهشته‌های کرومیتی تعلق دارند. نتایج تجزیه‌های شیمیایی کل سنگ انتخابی از کرومیت‌ها و سنگ‌های الترامافیک ناحیه الند در جدول ۲ ارائه شده است.

## ۳- سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری

رخدادهای کرومیتی ناحیه الند همراه با پوشش دونیتی و سنگ میزبان هارزبورژیتی خود دستخوش فرایند سرپانتینی شدن گشته‌اند. در تیغه‌های نازک، این سنگ‌ها در بیشتر جاها بافت غربالی و شبکه‌ای نشان می‌دهند؛ همان‌گونه که بقایای دانه‌های الیون در میان شبکه‌های سرپانتین دیده می‌شوند (شکل ۴-الف). از نظر کانی‌شناسی،

وزنی) و همچنین عدد کروم آنها (به طور میانگین ۰/۷۲) می‌توان گفت که این کرومیت‌ها از نوع کروم-بالا هستند. نظر به این که محتوای  $Al_2O_3$  و عدد کروم  $(Cr/(Cr+Al))$  کرومیت‌های انبانی از شاخص‌های اصلی در تمایز انواع کروم-بالا از آلومینیم-بالا هستند، از این رو به کار بردن نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $Cr/(Cr+Al)$  می‌تواند در تمایز این دو نوع کرومیت سودمند باشد. موقعیت کرومیت‌های مورد بررسی در این نمودار در شکل ۵ نشان داده شده است. این شکل گویای آن است که مقادیر این دو شاخص دارای همبستگی معکوس بالایی هستند ( $r = -0.97$ ). کرومیت‌های مورد بررسی در محدوده انواع کروم-بالا قرار می‌گیرند. موقعیت کرومیت‌ها در نمودار پراکنش  $Cr_2O_3$  در برابر  $Al_2O_3$  نیز نتیجه مشابهی را به دست می‌دهد (شکل ۶). همچنین نمودار اخیر نشان می‌دهد که بین محتوای  $Al_2O_3$  و  $Cr_2O_3$  آنها همبستگی منفی وجود دارد. چنین ارتباطی گویای جانشینی اتمی  $Al^{+3}$  به جای  $Cr^{+3}$  در شبکه ساختمانی کرومیت‌هاست، آن چنان که با افزایش مقادیر  $Cr^{+3}$  از مقادیر  $Al^{+3}$  کاسته می‌شود و بالعکس.

نمودار عدد منیزیم در برابر عدد کروم نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها در محدوده همپوشانی کرومیت‌های چینه‌سان و انبانی جای دارند و یک نمونه نیز در محدوده کرومیت‌های انبانی قرار می‌گیرد (شکل ۷). عدد کروم کرومیت‌های مورد بررسی با عدد منیزیم آنها همبستگی منفی دارند. همبستگی منفی میان عدد کروم و عدد منیزیم به احتمال ضرایب شرکت‌پذیری (Partition Coefficients) ناهمسانی را برای منیزیم و آهن میان کرومیت و الیون در فرایند تبلور منعکس می‌کند (Dike and Bullen, 1984)؛ به این معنی که با پیشرفت روند تبلور کرومیت از ماگما، آهن ترجیحاً وارد فاز کرومیت می‌شود و منیزیم تمایل دارد که در ترکیب الیون وارد شود. وجود این نوع ارتباط میان عدد کروم با عدد منیزیم، ویژگی همگانی کرومیت‌های تیپ افیولیتی است (Leblanc & Violette, 1983). در کرومیت‌های چینه‌سان مانند بوشولد و اسکارگارد با افزایش عدد کروم، عدد منیزیم افزایش می‌یابد (Jackson, 1969; Leblanc & Violette, 1983). شیب منفی نمودار همبستگی عدد کروم در برابر عدد منیزیم در شکل ۷ با این روند همخوانی دارد.

مقادیر  $TiO_2$  در کرومیت‌های آند پائین است (میانگین  $TiO_2$  برابر ۰/۲۳ درصد). پائین بودن مقدار  $TiO_2$  یکی از ویژگی‌های کرومیت‌های انبانی و وجه تمایز آنها با انواع چینه‌سان است، به طوری که مقدار آن در کرومیت‌های انبانی دیگر نقاط دنیا کمتر از ۰/۳ درصد گزارش شده است (برای مثال، Zaccarini et al., 2001; Leblanc & Violette, 1983). تمام نمونه‌ها در نمودار جدایشی  $TiO_2$  در برابر  $Cr_2O_3$  (ارائه شده توسط Ferrario and Garuti, 1988) در محدوده کرومیت‌های انبانی قرار می‌گیرند (شکل ۸).

کرومیت‌های آند در نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Cr/(Cr+Al)$  (Arai, 1992; Dike and Bullen, 1984) در محدوده بونینیتی یا نزدیک به آن قرار می‌گیرند (شکل ۹). از این رو می‌توان گفت که کانی‌سازی کرومیت در الترامافیک‌های این ناحیه با ماگماهای بونینیتی در پیوند بوده است.

میان اکسیدهای  $MgO-Cr_2O_3$  و  $MgO-FeO$  نیز همبستگی منفی وجود دارد (شکل ۱۰). همبستگی منفی میان  $MgO-Cr_2O_3$  در کرومیت‌های نوع آلی عمومی دارد (برای مثال، Zhou et al., 1996). مقدار  $MgO$  در کرومیت‌های ناحیه آند در دامنه ۸/۳۴-۱۴/۲۹ درصد وزنی (با میانگین برابر ۱۰/۹۱ درصد وزنی) قرار دارد که در محدوده ترکیبی کرومیت‌های انبانی واقع است. میانگین  $MgO$  در انواع چینه‌سان از ۱۰ درصد وزنی کمتر است، در حالی که در انواع آلی بیشتر از آن است (برای مثال، Proenza et al., 1999; نصراله پور، ۱۳۷۶). ترکیب کرومیت‌های آند در نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2$  که توسط Kamenetsky et al. (2001) برای تشخیص محدوده‌های زون سوپراسابداکشنی (SSZ) از پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) ارائه شده است، در محدوده زون سوپراسابداکشنی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).

کرومیت و سرشار از کانی‌های سیلیکاتی به دست می‌آید. در این حالت، فازهای اکسیدی و سیلیکاتی از همدیگر جدا شده و تشکیل لایه‌های مجزا را می‌دهند. کرومیت و سرپانتین کانی‌های اصلی، و هماتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی در کانسنگ‌های کرومیتی هستند. در کانسنگ‌های افشان، ابعاد دانه‌های کم و بیش وجه‌دار، که بیشتر آنها کناره‌های گرد شده دارند، بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ میکرون است (امامعلی پور و همکاران، ۱۳۸۵). کانی‌های سیلیکاتی در اندازه‌های گوناگون از ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر) به صورت میانبرهای کم و بیش گرد درون بلورهای کرومیت دیده می‌شوند. اگرچه این کانی‌ها دگرسان شده و بیشترشان به سرپانتین تبدیل شده‌اند، ولی ترکیب نخستین آنها به احتمال الیون بوده است. فراوانی این کانی‌ها درون برخی از دانه‌های کرومیت آن‌چنان بالاست که حالت حفره مانند به سطح آنها داده‌اند. در کانسنگ‌های توده‌ای، بلورهای با بافت موزاییکی فشرده، حدود ۸۰-۹۰ درصد سطح مقطع را تشکیل می‌دهند. ابعاد این بلورها از ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر متغیر است، اگرچه ابعاد بیشتر دانه‌ها از ۲۰۰ میکرون فراتر است. در کناره‌های برخی از دانه‌های کرومیت، تغییر رنگ دیده می‌شود که نشانه وجود تغییر در ترکیب کرومیت و یا وجود کانی‌های دیگر گروه اسپینل است. همچنین در برخی از دانه‌های کرومیت، برون رست (Exsolution) فاز  $Fe_2O_3$  از کرومیت به صورت لکه‌های کوچک نامنظم به چشم می‌خورد.

افزون بر کانی‌های اصلی یاد شده، عناصر Gd, Ce, La, Ir, Ru, Zn, Co, Cu, Ni, Fe در قالب سولفیدهای فلزهای پایه (پنتلانیدیت، کالکوپیریت، پیریت، پیروتیت، براونیت، میرلیت و لینه‌ایت)، فلزهای آزاد و آلیاژهای طبیعی (فازهای Cu, Fe, Ni و آلیاژهای Ni-Fe, Cu-Zn و  $Ni_3Fe$ )، آلیاژ عناصر کمیاب خاکی (La-Ce) به همراه مقدار کمی Gd) و سولفید عناصر گروه پلاتین (کانی لوریت  $S_2$  (Ru, Os, Ir)) به صورت میانبرهای جامد در داخل بلورهای کرومیت و یا زمینه سیلیکاتی و شکستگی‌های دانه‌های کرومیتی یافت می‌شوند. وجود آلیاژ La-Ce و نیز فازهای خالص آنها در کرومیت‌های نواحی اسفندفقه، فاریاب و آبادیه نیز گزارش شده است (عابدین‌زاده، ۱۳۷۶). شناسایی کانی‌های فرعی یاد شده به روش بررسی‌های میکروسکوپی و ریز کواالکترونی (تصویربرداری به روش بازایی الکترون‌های پرتاب شده، تصویربرداری پرتو مجهول و تجزیه کمی و کیفی نقطه‌ای) انجام گرفته است. بیشتر این کانی‌ها خاستگاه ثانوی دارند و در پیوند با پدیده سرپانتینی شدن پدیدار شده‌اند و تنها شماری اندک منشأ اولیه دارند. نتایج این بررسی‌ها در نوشتاری جداگانه ارائه شده است (امامعلی پور، ۱۳۸۰ و ۱۳۸۷).

## ۴- ژئوشیمی کرومیت‌ها

### ۴-۱. ترکیب شیمیایی بلورهای کرومیت

به منظور بررسی ژئوشیمی کرومیت‌ها، ۹ بلور کرومیت مربوط به کرومیت‌های ناحیه آند به روش میکروپروب تجزیه شیمیایی نقطه‌ای شده‌اند. بر پایه نتایج این تجزیه‌ها، فرمول ساختمانی بلورهای کرومیت برآورد شده است (جدول ۱). مقدار  $Cr_2O_3$  کرومیت‌های ناحیه آند در محدوده ۴۵/۸۹-۵۴/۹۴ درصد وزنی تغییر می‌کند. مقدار  $Al_2O_3$  کرومیت‌های ناحیه آند در محدوده ۱۷/۱۸-۸/۵۳ درصد وزنی (با میانگین ۱۳/۲۶ درصد) قرار دارد. FeO بین ۱۳/۰۲-۲۱/۶۴ درصد وزنی و  $Fe_2O_3$  آنها بین ۴/۳۴-۷/۲۱ درصد وزنی تغییر می‌کند. مقدار  $MgO$  نیز در محدوده ۱۴/۲۹-۸/۳۸ درصد وزنی جای دارد.

کرومیت‌های آند با عدد کروم  $[Cr/(Cr+Al)]$  از ۰/۶۶ تا ۰/۸۱ و عدد منیزیم  $[Mg/(Mg+Fe^{+2})]$  از ۰/۴۲ تا ۰/۶۶ ساخته می‌شوند. (Leblanc & Violette 1983) با در نظر گرفتن محتوای  $Cr_2O_3$  و  $Al_2O_3$  در ترکیب کرومیت‌های انبانی، آنها را به انواع کروم بالا (۶۰٪-۴۵٪  $Cr_2O_3$ ) و آلومینیم بالا ( $Al_2O_3 > 25\%$ ) تقسیم کرده‌اند. با در نظر گرفتن محتوای  $Cr_2O_3$  کرومیت‌های ناحیه آند (۴۵/۳-۵۴/۹) درصد

#### ۴-۲. ژئوشیمی کل سنگ

از نظر عناصری که در روند ذوب بخشی به فاز مایع وارد می‌شوند، مانند Ca و Al، به شدت تهی شده‌اند و بر عکس از نظر عناصر دیرگدازی همچون Cr غنی‌شدگی نشان می‌دهند (برای مثال، Roberts, 1988; Rocci et al., 1980). هارزبورژیت‌ها نیز کرومیت‌های اند، ویژگی‌های پریدوتیت‌های تهی‌شده را به خوبی نشان می‌دهد، به گونه‌ای که محتوای عناصر زودگداز آنها همانند  $Al_2O_3$  و  $CaO$  بسیار پایین دامنه تغییرات میانگین با در نظر گرفتن انحراف معیار به ترتیب برابر با  $0.47 \pm 0.04$  و  $0.97 \pm 0.08$  (درصد)، و از نظر عناصر دیرگداز همچون کروم پرمایه‌اند. با توجه به ژئوشیمی کل سنگ، هارزبورژیت‌ها نیز همانند کرومیت‌های ناحیه خوی از نوع تهی شده است و با پریدوتیت‌های افیولیتی‌های سمعیل عمان، و رینوس یونان (Roberts, 1988) و ترودوس قبرس (Menzies and Allen, 1974) قابل مقایسه‌اند.

#### ۵- نتیجه‌گیری

نهشته‌های کرومیتی ناحیه الند خوی در میان هارزبورژیت‌های گوشته‌ای تهی‌شده جای دارند. کرومیت‌ها به طور معمول دارای پوشش دونیتی هستند اما سبترای آن از نهشته‌ای به نهشته دیگر متفاوت است. ترکیب شیمیایی کرومیت آنها از نظر محتوی  $Cr_2O_3$  و عدد کروم معرف کرومیت‌های افیولیتی غنی از کروم است (Leblanc & Violette, 1983; Zhou and Robinson, 1997). مقادیر پایین  $TiO_2$  در کرومیت‌های مورد بررسی از سویی از ویژگی‌های کرومیت‌های انبانی در مقایسه با انواع چینه‌سان است، و از سوی دیگر موقعیت آنها در نمودار جدایشی  $TiO_2$  در برابر  $Cr/(Cr+Al)$  (Dike and Bullen, 1984; Arai, 1992) نشانگر ارتباط کانی‌سازی کروم با ماگماهای بونینیتی است. همچنین ترکیب شیمیایی کرومیت‌های مورد بررسی گویای تشکیل آنها از ماگماهای بونینیتی است. در ارتباط با ژنز کرومیت‌های غنی از کروم در مجموعه‌های افیولیتی اعتقاد زمین‌شناسان بر واکنش مذاب-سنگ در جایگاه سوپراسابداکشن است (Arai, 1992; Arai and Yurimoto, 1995; Zhou et al., 1996) که بررسی‌های تجربی (Matveev and Ballhaus, 2002) نشان داده است که کرومیت‌های افیولیتی تنها می‌توانند از مذاب‌های اشباع در الیون-کرومیت و سرشار از آب پدیدار شوند. این شرایط می‌تواند در مناطق سوپراسابداکشنی به دلیل وارد شدن مواد فرار از لبه فرورونده به داخل گوه گوشته بالایی فراهم شود. در این شرایط برهمکنش هارزبورژیت (با تهی‌شدگی کم) با سیالات تحت اشباع از سیلیس، سبب ذوب مجدد آن (با نرخ ذوب بخشی بالا) و تشکیل مذاب‌های غنی از مواد فرار و منیزیم (بونینیتیک) شده و گوشته تهی‌شده را برجای خواهد گذاشت. طی صعود این مذاب‌ها از میان گوشته تهی‌شده، مذاب و سنگ میزبان از نظر شیمیایی در بیشترین حالت عدم تعادل هستند و برهمکنش آنها سبب حل کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن هارزبورژیت شده و الیون (پوشش دونیتی) در این زون‌های واکنشی تشکیل می‌شود. ته‌نشینی کرومیت در کانال‌های موجود در توده‌های دونیتی در محدوده‌ای از دما و زمان صورت می‌گیرد و سبب ایجاد کرومیت توده‌ای و دیگر بافت‌های اولیه همچون گرهمکی و افشان می‌شود (برای مثال در Zhou et al., 1996; Melcher et al., 1997). با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی مربوط به پریدوتیت‌های گوشته‌ای و سنگ‌های آتشفشانی یک مجموعه افیولیتی و نیز ویژگی‌های ژئوشیمیایی کرومیت‌های انبانی همراه آن می‌توان محیط زمین‌ساختی و شرایط تکون مجموعه افیولیتی را بازسازی نمود. بررسی ژئوشیمی گدازه‌های افیولیتی ناحیه الند خوی گواه بر آن است که این گدازه‌ها از نوع Ti-بالا و E-MORB (یا P-MORB) بوده و در محورهای گسترشی اقیانوسی به احتمال از ذوب بخشی حدود ۲۵ درصد سنگ منشأ گوشته‌ای حاصل شده‌اند (امامعلی پور، ۱۳۸۰). (Hassanipak and Ghazi, 2000) اعتقاد دارند که الگوی عناصر جزئی در بازالت‌های بالشی این ناحیه بین E-MORB

میانگین مقادیر پنج اکسید اصلی سازنده کرومیت‌ها (کانسنگ توده‌ای)، کانسنگ‌های با بافت افشان-گرهمکی و نیز دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های میزبان آنها (شامل  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$  و  $MgO$ ) مورد بررسی قرار گرفته است. میانگین مقادیر اکسیدهای یاد شده در کرومیت‌ها ( $n=17$ ) به ترتیب ۴۰، ۱۳/۲، ۱۶/۱۷، ۸/۵ و ۱۸/۳ درصد است. کمترین و بیشترین مقدار  $Cr_2O_3$  به دست آمده برای کرومیت‌ها به ترتیب ۳۱/۹۵ و ۵۱/۶ درصد بوده است و میانگین آن در کانسنگ‌های گرهمکی-افشان ( $n=40$ )، ۱۹ درصد به دست آمده است.

کرومیت‌های انبانی دارای تغییرات ترکیب گسترده‌اند. تغییرات شدید در مقادیر  $Cr_2O_3$  (۱۵-۶۵ درصد) و  $Al_2O_3$  (۶-۴۳ درصد) به همراه تغییرات کم و مقادیر پایین  $Fe^{+2}/Mg^{+2}$  از ویژگی‌های کرومیت‌های انبانی هستند (Leblanc & Violette, 1983). در کانسنگ‌های افشان و گرهمکی از میزان اکسیدهای  $Cr_2O_3$  و  $Al_2O_3$  تا حدودی  $Fe_2O_3$  کاسته شده و بر اکسیدهای  $SiO_2$  و  $MgO$  افزوده می‌شود، به گونه‌ای که میانگین پنج اکسید یاد شده به ترتیب ۱۹، ۷/۱۰، ۱۲/۵، ۲۱/۶ و ۲۸/۳ درصد است. این رفتار ژئوشیمیایی را می‌توان به کاهش فاز کاهش فاز اکسید (کرومیت) نسبت به فاز سیلیکاتی (الیون) این سنگ‌ها در مقایسه با کرومیت‌ها نسبت داد. محتوی  $Cr_2O_3$  در کانسنگ‌های افشان و گرهمکی در دامنه ۳۰/۷ - ۸/۹ درصد تغییر می‌کند. همبستگی  $Cr_2O_3$  با اکسیدهای  $SiO_2$  و  $MgO$  در این سنگ‌ها منفی و با اکسیدهای  $Al_2O_3$  و  $Fe_2O_3$  مثبت است (شکل ۱۲). مقایسه همبستگی مثبت  $Cr_2O_3$  با  $Al_2O_3$  ( $N=51$  و  $r=0.83$ ) در کانسنگ‌های افشان و گرهمکی، با همبستگی منفی این دو اکسید در بلورهای کرومیت (تجزیه‌های نقطه‌ای) جالب توجه است. در بلورهای کرومیت، جانشینی اتمی  $Al^{+3}$  به جای  $Cr^{+3}$  سبب ایجاد چنین ارتباطی است، ولی در کانسنگ‌ها با افزایش  $Cr_2O_3$ ، مقدار  $Al_2O_3$  نیز افزایش می‌یابد چرا که تنها عنصری که آلومینیم می‌تواند جانشین شود، کروم موجود در شبکه کرومیت است. میانگین مقادیر اکسیدهای  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  و  $SiO_2$  و  $MgO$  در دونیت و هارزبورژیت بلافصل کرومیت‌ها به ترتیب ۳/۲، ۰/۷۴، ۸/۸، ۳۱/۹ و ۳۷/۳ درصد وزنی به دست آمده است. تغییرات موجود در این اکسیدها از هارزبورژیت میزبان تا کرومیت‌های توده‌ای در شکل ۱۳ نشان داده شده است. میان  $MgO - Cr_2O_3$  در انواع کانسنگ‌های توده‌ای، گرهمکی و افشان همبستگی منفی ( $N=51$  و  $r=-0.98$ ) وجود دارد، به سخن دیگر می‌توان گفت که با افزایش فاز کرومیت در کرومیت‌ها از فاز سیلیکاتی (الیون و یا پیروکسن) آنها کاسته می‌شود. این نوع رابطه، مفهوم شیمیایی شرایط تبلور کرومیت و کانی‌های سیلیکاتی از ماگما را بیان می‌کند. چگونگی جدایش، تبلور و تغییر در نسبت کانی‌های کرومیت و الیون را با توجه به چگونگی پیدایش بافت‌های افشان، گرهمکی و توده‌ای می‌توان توضیح داد. بافت افشان زمانی پدیدار می‌شود که تبلور کرومیت از مذاب بازالتی در حالی که ترکیب ماگما بر روی خط کوتکتیک الیون-کرومیت حرکت می‌کند، انجام گیرد (برای مثال Zhou et al., 1996)؛ اگر بنا به دلایلی ماگما در محدوده لیکیدوس کرومیت واقع شود، تبلور و ته‌نشست کرومیت به تنهایی انجام خواهد گرفت. همچنین در شرایطی که گرهمک‌های کرومیتی تبلور یافته به آرامی سقوط کنند و بر روی هم قرار گیرند، مذاب سیلیکاتی از لابه‌لای آنها بیرون می‌رود و در این صورت نیز بافت توده‌ای پدیدار خواهد شد.

#### ۴-۳. ژئوشیمی سنگ میزبان کرومیت‌ها

پیش‌تر، زمین‌شناسان افیولیت‌های تیبسی را به دو نوع مدیترانه‌ای خاوری و باختری که ویژگی‌های ناهمسانی در ژئوشیمی بازالت‌ها (برای مثال در Beccaluva et al., 1983; Pearce et al., 1984)، کانی‌شناسی پریدوتیت‌ها و نیز بود یا نبود نهشته‌های کرومیتی تقسیم کرده‌اند. بررسی‌های انجام گرفته در ارتباط با ژئوشیمی این افیولیت‌ها توسط پژوهشگران مختلف گویای آن است که پریدوتیت‌های مدیترانه‌ای خاوری

بوئینیتی فراهم شده است. از نظر ژئوشیمیایی، مقادیر بالای عدد کروم  $[Cr/(Cr+Al)]$  کرومیت‌های ناحیه الند (۰/۶۶ تا ۰/۸۱) شاهدی بر گفته یاد شده است، چرا که مقادیر عدد کروم همبستگی مثبتی با ذوب بخشی دارند، به گونه‌ای که کرومیت‌ها با افزایش درجه تهی‌شدگی (Depletion) پریدوتیت گوشته‌ای سرشار از کروم می‌شوند (Dike and Bullen, 1984).

بررسی ژئوشیمی کل سنگ (از کانسنگ‌های کرومیتی) نشان داد که این کانسنگ‌ها از نظر عیار  $Cr_2O_3$  دارای تغییرات گسترده‌ای هستند. به طور کلی می‌توان گفت که تغییرات ترکیبی در اکسیدهای سازنده کرومیت‌های این ناحیه، انعکاسی از ویژگی‌های بافتی آنهاست. کاهش شدید در مقادیر MgO به همراه افزایش  $Cr_2O_3$  از هارزبورژیت و پوشش دوتیتی میزبان تا نهشته‌های کرومیتی گویای جدایش و ته‌نشست بلورهای کرومیت و کاهش بلورهای الیون در روند تبلور ماگمایی است. در کانسنگ‌های با بافت افشان و گرهمی در مقایسه با کرومیت‌های توده‌ای از میزان اکسیدهای  $Cr_2O_3$  و  $Al_2O_3$  و تا حدودی  $Fe_2O_3$  کاسته شده و بر محتوی اکسیدهای SiO<sub>2</sub> و MgO افزوده می‌شود، این رفتار ژئوشیمیایی را می‌توان به کاهش فاز اکسید (کرومیت) نسبت به فاز سیلیکاتی (الیون) این سنگ‌ها در مقایسه با کرومیت‌ها نسبت داد.

### سپاسگزاری

مرحوم دکتر ناصر خوبی در انجام تجزیه‌های شیمیایی میکروپروب مساعدت نموده و نقطه نظرات سودمندی ارائه نموده‌اند، روحش شاد و یادش گرامی باد.

و N-MORB قرار می‌گیرد. به اعتقاد Khalatbari-Jafari et al. (2006) گدازه‌های افیولیتی کرتاسه پسین ناحیه خوی از نوع T-MORB بوده و در مراکز گسترشی اقیانوسی با سرعت کم در نتیجه ذوب بخشی یک منشأ گوشته‌ای تهی شده که به احتمال با یک یا چند گنبد (Plume) گوشته‌ای ناحیه‌ای اختلاط کرده‌اند، تشکیل شده‌اند. ایشان همچنین خاطر نشان کرده‌اند که ترکیب الیون در پریدوتیت گوشته‌ای این ناحیه بسیار یکنواخت است (FO 90-91) که نشانگر ترکیبات گوشته بازماندی تیبیک است (Khalatbari-Jafari et al., 2006). کرومیت‌های ناحیه الند ویژگی‌های ژئوشیمیایی انواع کروم- بالا را نشان می‌دهند و موقعیت ترکیبی آنها در نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2$  (از Kamenetsky et al., 2001) گویای تشکیل آنها در جایگاه سوپراسابداکشنی است. شواهد یاد شده پیشنهاد می‌کنند که تکاپوی ماگمایی در حوضه نئوتیسی ناحیه خوی در دو محیط مراکز گسترشی میان اقیانوسی (صرف نظر از نوع و سرعت گسترش) و مناطق سوپراسابداکشنی روی داده است. در مراکز گسترشی، ذوب بخشی درجه بالای منشأ گوشته‌ای سبب ایجاد مذاب‌های تولییتی و پریدوتیت گوشته بازماندی شده است. در واپسین مراحل گسترش حوضه اقیانوسی و به هنگام شروع بسته شدن حوضه، شرایط زمین‌ساختی کششی به شرایط فشاری تغییر یافته که حاصل آن ایجاد گسل‌های راندگی در پوسته اقیانوسی و شروع فرایندهای فرورانشی و تشکیل جزایر کمانی بوده است، اگرچه به نظر می‌رسد که این سازوکار فرورانشی به جزایر کمانی بالغ ختم نشده است. در این جایگاه زمین‌ساختی شرایط مناسب برای ذوب بخشی درجه بالای پریدوتیت گوشته‌ای و تشکیل ماگمای

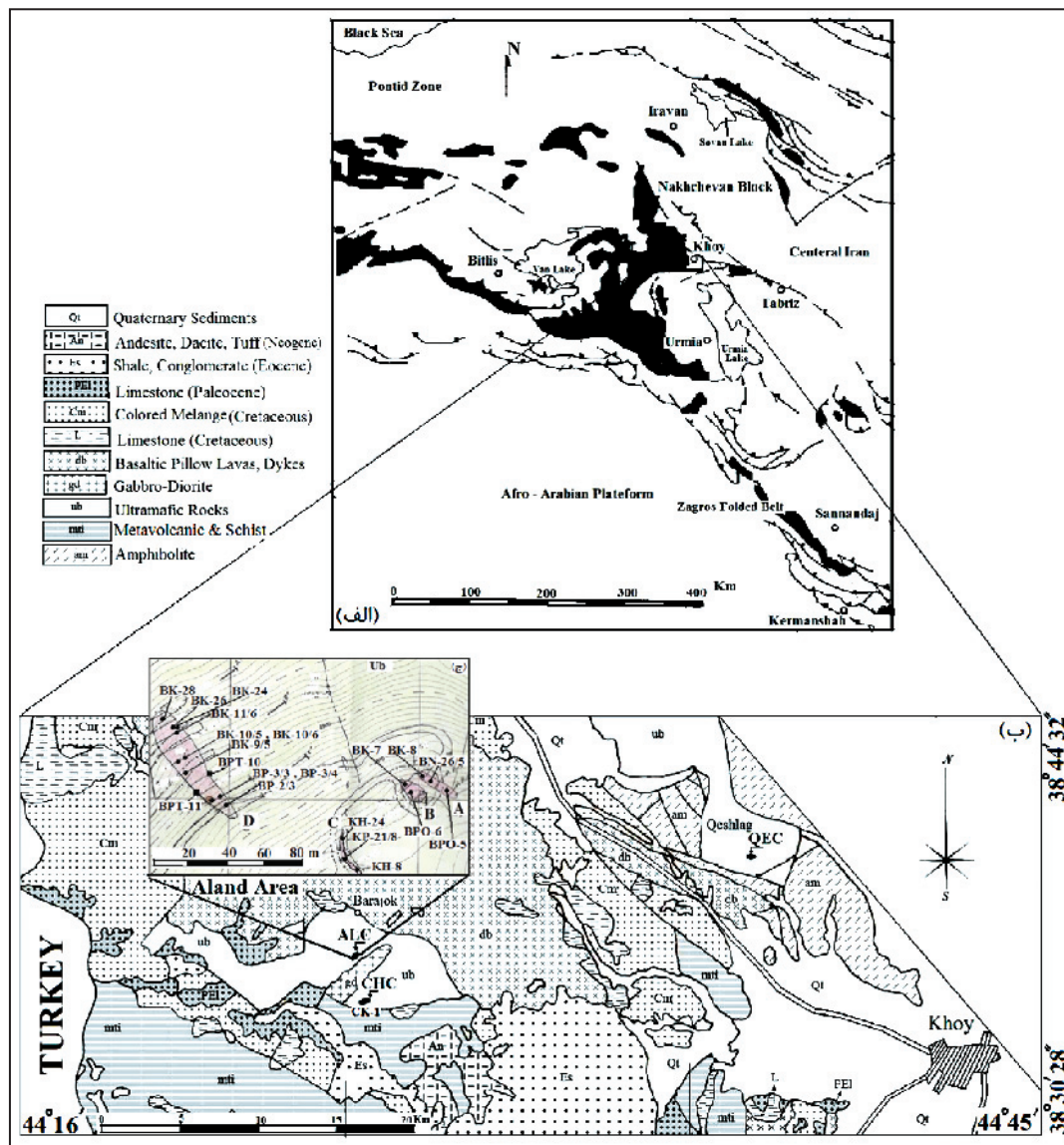
جدول ۱- تجزیه شیمیایی نقطه‌ای (به روش EMP) کرومیت‌ها از توده‌های کرومیت‌های ناحیه الند و فرمول ساختمانی آنها (بر اساس تعداد ۴ اکسیژن)

Sample	KP-21/8	BP-2/3	BK-10/5	BP-3/4	BP-3/3	BK-9/5	BK-11/6	BK-10/6	BN-26/5
<b>Wt %</b>									
$Cr_2O_3$	52.08	54.94	45.89	53.04	52.83	53.17	45.30	46.77	50.56
$Al_2O_3$	17.01	8.53	15.69	10.41	10.70	10.26	14.59	15.01	17.18
MgO	14.29	8.38	11.73	9.18	9.22	9.35	10.88	11.32	13.86
FeO	13.18	20.61	17.09	19.99	19.98	19.74	18.60	17.61	14.00
$Fe_2O_3$	4.17	6.01	9.22	6.96	7.03	7.24	10.25	8.92	4.86
$TiO_2$	0.06	0.20	0.34	0.25	0.22	0.23	0.35	0.34	0.15
<b>Total Cations</b>	100.78	99.52	99.97	99.83	99.98	99.98	99.98	99.97	100.60
<b>Cr</b>	1.27	1.47	1.15	1.39	1.38	1.39	1.15	1.18	1.24
<b>Al</b>	0.62	0.34	0.59	0.41	0.42	0.40	0.55	0.57	0.63
<b>Mg</b>	0.66	0.42	0.56	0.46	0.46	0.46	0.52	0.54	0.64
<b>Fe<sup>+2</sup></b>	0.34	0.58	0.46	0.55	0.55	0.55	0.52	0.47	0.36
<b>Fe<sup>+3</sup></b>	0.10	0.19	0.24	0.19	0.19	0.20	0.28	0.24	0.13
<b>Ti</b>	0.001	0.004	0.008	0.006	0.004	0.004	0.008	0.008	0.003
<b>Total</b>	2.99	3.03	3.02	3.00	3.00	3.00	3.02	3.01	3.05
<b>≠Cr</b>	0.67	0.81	0.66	0.77	0.77	0.78	0.67	0.68	0.66
<b>≠Mg</b>	0.66	0.42	0.56	0.45	0.45	0.45	0.52	0.54	0.63
<b>≠Fe</b>	0.34	0.60	0.56	0.55	0.62	0.62	0.53	0.47	0.36
<b>Cr/Fe</b>	3.74	2.53	2.20	2.53	2.50	2.52	2.21	2.51	3.44

جدول ۲- نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های انتخابی از کرومیت‌ها و سنگ‌های الترامافیک ناحیه الند. (اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب گرم در تن)

Sample	BK-28	BK-26	KH-08	CK-01	BK-24	KH-24	BK-07	BK-08	GH-75	CH-26	CH-30	CH-32	CH-40
	Mass	Mass	Mass	Mass	Mass	Nodul	Diss	Diss	Harz	Harz	Harz	Dun	Harz
$Cr_2O_3$	42.30	41.34	40.70	44.71	40.30	36.34	29.02	27.71	0.35	0.32	0.30	0.42	0.30
SiO <sub>2</sub>	17.37	10.02	3.95	9.45	4.90	23.00	17.44	15.89	39.38	36.75	41.96	36.73	40.42
$Al_2O_3$	11.30	16.14	13.30	6.57	10.50	6.51	13.41	13.02	0.78	0.41	0.27	0.39	0.31
CaO	0.13	0.05	0.16	3.32	0.72	0.22	0.21	0.04	0.72	0.17	0.64	0.05	0.20
MgO	14.32	18.84	11.80	16.93	16.40	23.27	23.06	23.71	44.06	37.64	34.78	38.60	34.47
$Fe_2O_3$	12.20	11.61	23.50	17.23	25.20	6.96	15.78	16.82	10.20	8.70	8.49	8.81	9.04

Sample	BK-28 Mass	BK-26 Mass	KH-08 Mass	CK-01 Mass	BK-24 Mass	KH-24 Nodul	BK-07 Diss	BK-08 Diss	GH-75 Harz	CH-26 Harz	CH-30 Harz	CH-32 Dun	CH-40 Harz
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.57	0.61	0.32	0.63	0.23	0.43	0.36	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
MnO	0.28	0.42	0.17	0.21	0.27	0.29	0.10	0.15	0.16	0.08	0.11	0.12	0.13
L.O.I	0.98	0.51	5.25	0.64	0.03	3.75	0.65	2.51	4.32	13.18	12.91	14.65	14.36
Total	99.75	99.70	99.74	99.63	99.33	100.62	100.1	100.21	100.00	97.57	99.74	100.05	99.52
Ni	1958	1849	1800	1360	1965	845	2090	1352	3247	2724	2537	2563	2683
Cu	5	7	32	159	159	-	-	-	-	16	6	13	11
Zn	497	412	650	401	800	133	580	241	39	25	31	29	41
Pb	3	4	-	-	-	5	-	-	-	20	16	17	12
Ba	57	67	10	-	-	292	88	42	42	15	17	56	11
Sr	6	5	0.17	-	-	9	-	-	3	33	40	18	44
Co	-	-	380	73	98	-	69	75	116	111	114	113	115
V	763	-	-	543	952	416	810	686	34	65	58	35	34



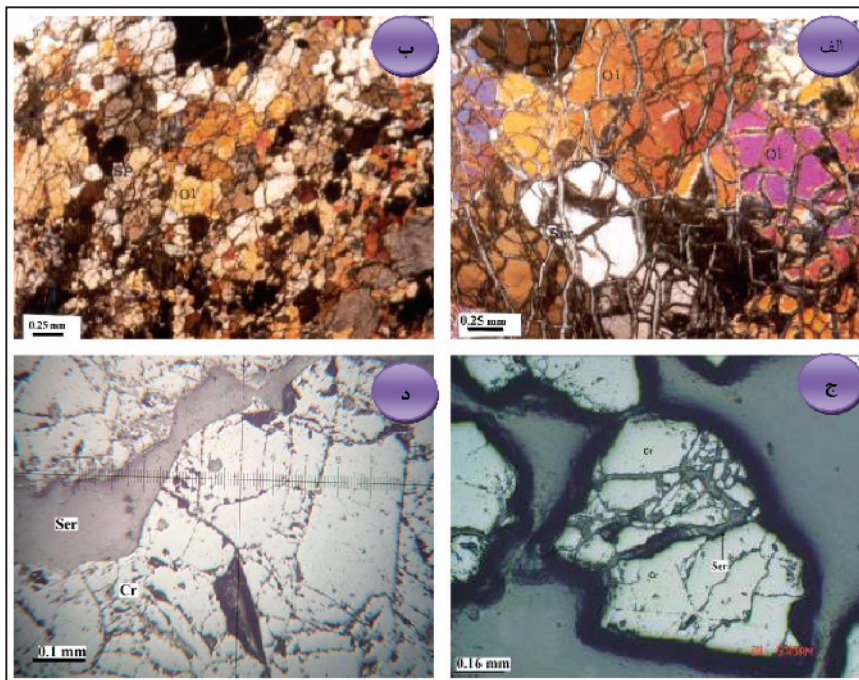
شکل ۱- گسترش و پراکندگی افیولیت‌های نئوتیس در نواحی ترکیه، قفقاز و شمال باختر ایران (مناطق سیاه رنگ)، و نقشه زمین‌شناسی بخش‌هایی از افیولیت خوی (بر گرفته از نقشه زمین‌شناسی زون افیولیتی خوی، اصلاح شده توسط امامعلی‌پور، ۱۳۸۰). موقعیت نهشته‌های کرومیتیتی مناطق الند (ALC)، قشلاق (QEC) و چوچوک (CHC) در آن نشان داده شده است. در ناحیه الند، چهار توده کرومیتیتی با حروف A, B, C, D نشان داده شده است.



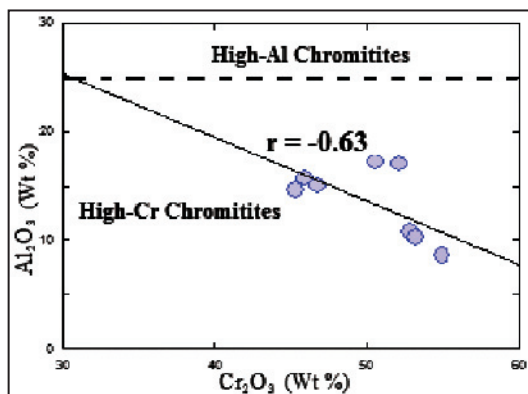
شکل ۳- همبری آشکار (شارپ) یکی از توده‌های کرومیت با سنگ درونگیر سرپانتینی شده در ناحیه آند (توده معدنی B در شکل ۱-ج).



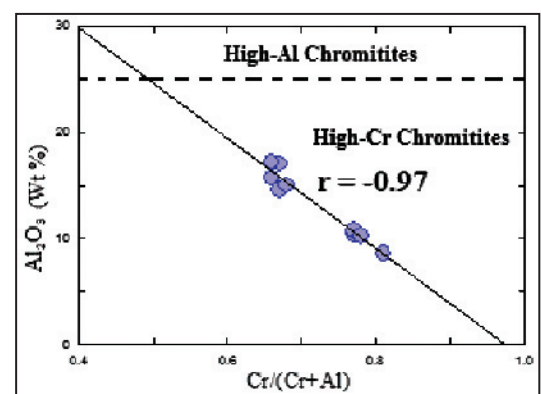
شکل ۲- نمایی از توده کرومیت قابل معدن کاری در ناحیه برژوک آند (توده معدنی D در شکل ۱-ج)



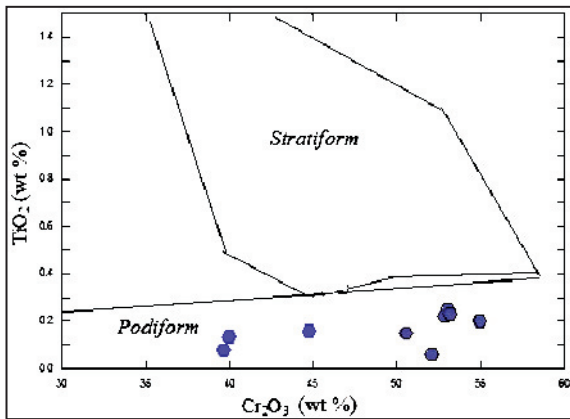
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی مربوط به پوشش دونیتی توده کرومیتی ناحیه آند (توده معدنی اصلی ALC در شکل‌های ۱و ۲). الف) بافت غربالی ناشی از توسعه فرایند سرپانتینی شدن در بلورهای اولیوین (Ol)، نور عبوری، نمونه شماره BPT-10، ب) دونیت حاوی اولیوین (Ol) و دانه‌های پراکنده اسپینل نوع کرومیت (SP)، نور عبوری، نمونه شماره BPT-11، ج) گسترش شکستگی‌های ریز در دانه‌های کرومیت (Cr) که در بیشتر موارد توسط سرپانتین پر شده‌اند، نور انعکاسی، نمونه شماره BPO-5 (د) ایجاد بافت ثانویه کاتاکلاستی در کرومیت‌های با بافت توده‌ای و نفوذ سرپانتین در شکستگی‌های آن، نور انعکاسی، نمونه شماره BPO-6.



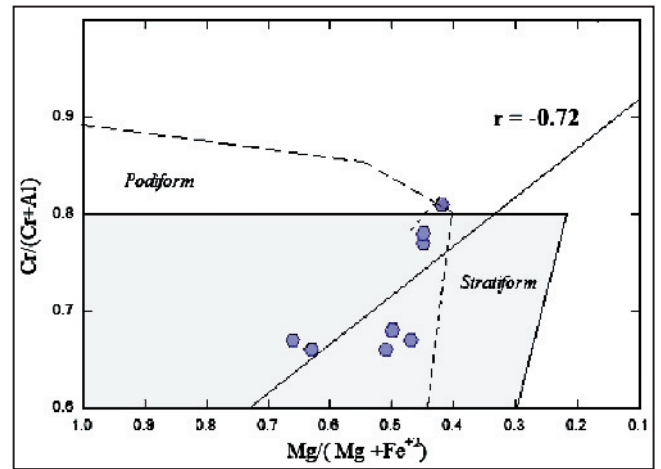
شکل ۵- موقعیت کرومیت‌های مورد بررسی در نمودار پراکنش  $Al_2O_3$  در برابر  $Cr_2O_3$  در کرومیت‌های ناحیه آند (ALC) در محدوده نوع کروم بالا قرار می‌گیرند، محدوده‌های انواع کرومیت‌های آلپی از Leblanc and Violette (1983)



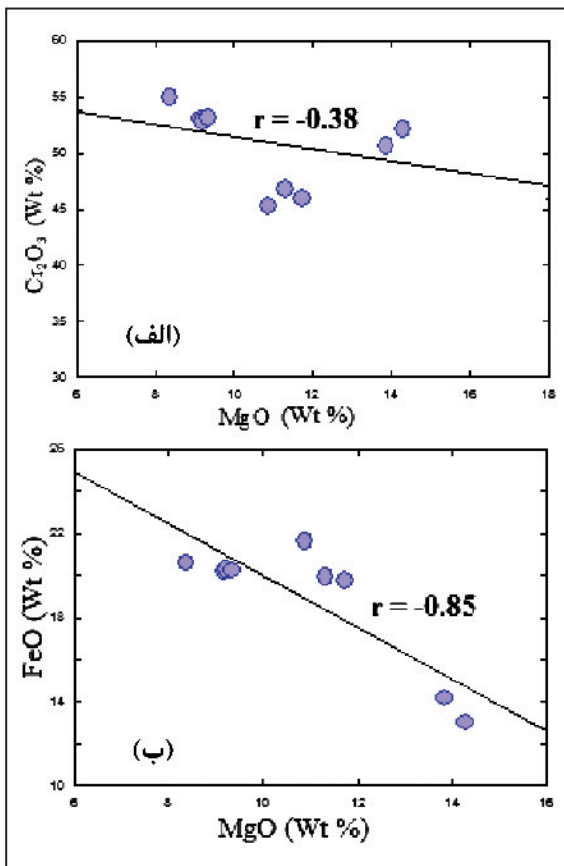
شکل ۶- موقعیت کرومیت‌های مورد بررسی در نمودار پراکنش  $Al_2O_3$  در برابر  $Cr/(Cr+Al)$  در محدوده‌های انواع کرومیت‌های آلپی از Leblanc and Violette (1983)



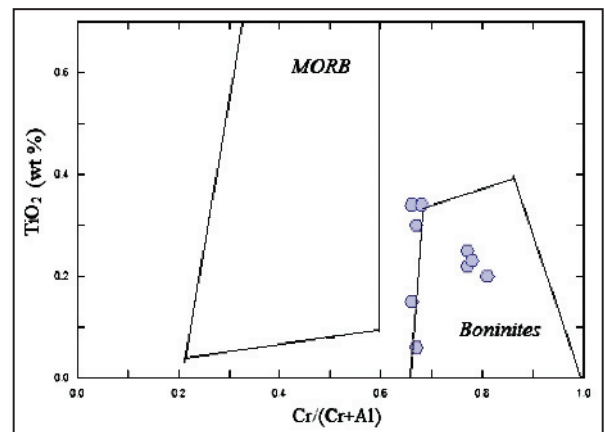
شکل ۸- موقعیت بلورهای کرومیت از کرومیت‌های ناحیه الند در نمودار جدایشی  $\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ارائه شده توسط Ferrario and Garuti (1988).



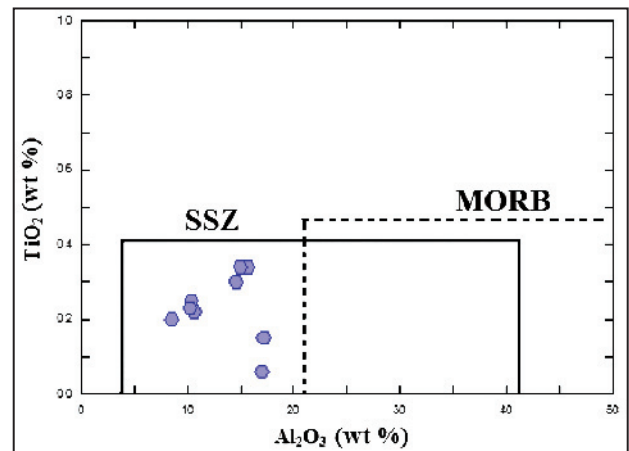
شکل ۷- موقعیت کرومیت‌های ناحیه الند در نمودار عدد کروم  $[\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]$  در برابر عدد منیزیم  $[\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})]$ ، بین عدد کروم و عدد منیزیم این کرومیت‌ها همبستگی منفی وجود دارد. (محدوده‌های کرومیت‌های انبانی و چینه‌سان از Dike and Bullen, 1984).



شکل ۱۰- نمودار پراکنش (الف)  $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$  و (ب)  $\text{MgO}-\text{FeO}$  در کرومیت‌های مورد بررسی

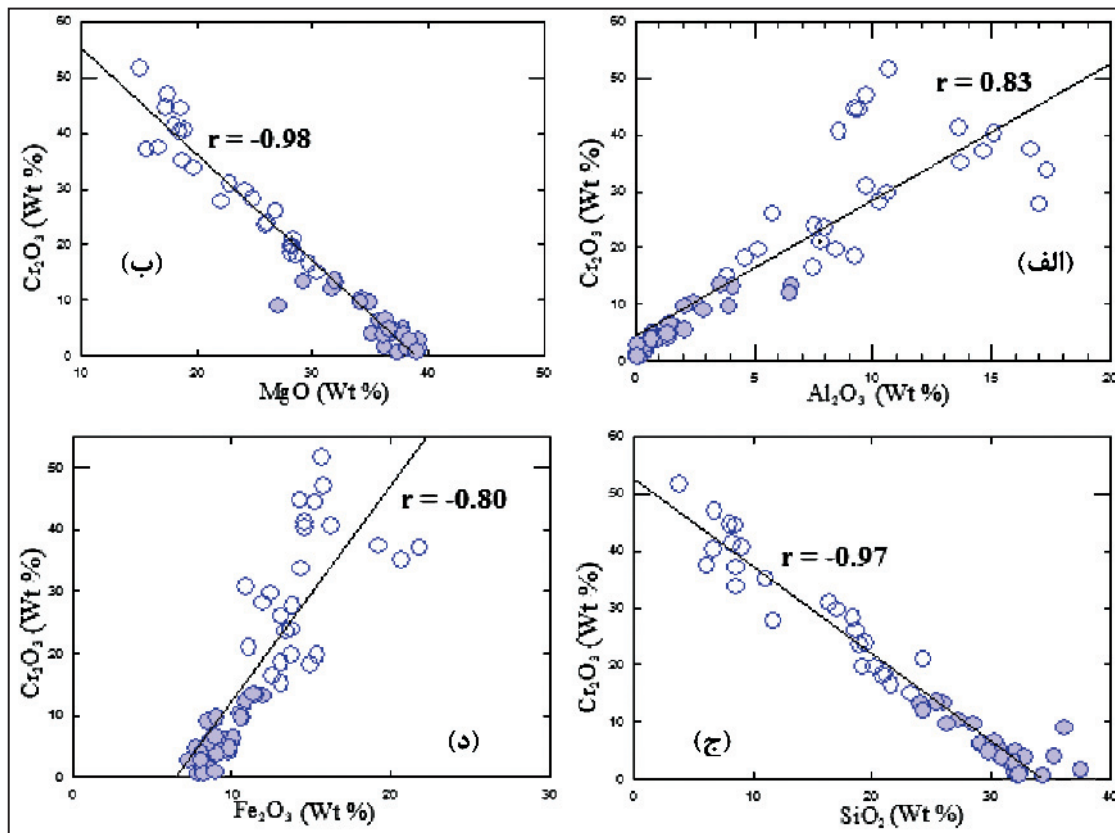


شکل ۹- موقعیت کرومیت‌های ناحیه الند در نمودار  $\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$  (محدوده‌های بونیت‌ها و MORB از Dike and Bullen, 1984; Arai, 1992).

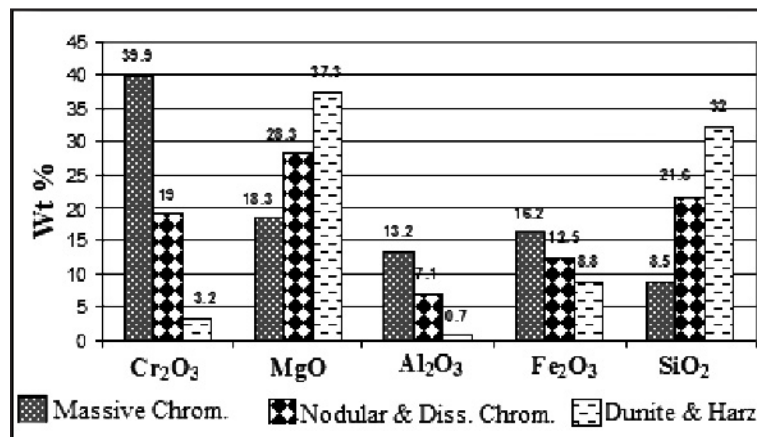


شکل ۱۱- موقعیت کرومیت‌های ناحیه الند در نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{TiO}_2$  (نمودار از Kamenetsky et al., 2001)، این کرومیت‌ها در محدوده زون سوپراسابداکشن (SSZ) قرار می‌گیرند.





شکل ۱۲- نمودار پراکنش  $Cr_2O_3$  در برابر  $Al_2O_3$  (الف)،  $Cr_2O_3$  در برابر  $MgO$  (ب)،  $Cr_2O_3$  در برابر  $SiO_2$  (ج)،  $Cr_2O_3$  در برابر  $Fe_2O_3$ ، کانسنگ‌های توده‌ای و گرگ‌هک‌دار (۵۱ نمونه) با علامت دایره توپر و کانسنگ‌های افشان (۳۲ نمونه) با علامت دایره توخالی نشان داده شده است.



شکل ۱۳- نمایش تغییرات موجود در میانگین مقادیر  $Cr_2O_3$ ،  $Al_2O_3$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $SiO_2$  و  $MgO$  در کرومیت‌های توده‌ای، گرگ‌هکی- افشان و سنگ‌های دونیتی- هارزبورژی میزبان آنها.

## کتابنگاری

- امامعلی پور، ع.، ۱۳۸۰- متالورژی افولیت خوی با نگرشی ویژه بر انباشته های سولفوری در آتشفشانی های زیر دریایی قزل‌داش خوی، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- امامعلی پور، ع.، بهرامی، ع. و طالبی پور، س.، ۱۳۸۵- بررسی کانه نگاری و پری‌عیار سازی کرومیت‌های ناحیه الند خوی به روش های ثقلی، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- امامعلی پور، ع.، ۱۳۸۷- بررسی کانی شناسی کانی های فرعی و کمیاب همراه با نهشته های کرومیت ناحیه خوی، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱۶، صفحه ۵۵۹-۵۷۰.
- عابدین زاده، و.، ۱۳۷۶- مطالعه ادخال های جامد واقع در کرومیت مناطق اسفندقه، فاریاب، آباده و طشک، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه شیراز.
- نصراله پور، ا.، ۱۳۷۶- بررسی زمین شناسی اقتصادی معادن کرومیت آبدشت و صوغان در منطقه اسفندقه کرمان، رساله کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.

## References

- Arai, S., 1992-Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry, *Mineral Mag.*, 56:173-184.
- Arai, S. and Yurimoto, H., 1995-Possible Sub-arc origin of podiform chromitites, the Island arc, 4: 104-111.
- Beccaluva, L., Di Girolamo, P., Macciotta, G. and Morra, V., 1983- Magma affinities and fractionation trends in ophiolites, *Ophioliti*, 8: 307-324.
- Dike, H. J. B. and Bullen, T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine - type peridotites and spatially associated lavas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 54-76.
- Elipoulos, M. E. and Vacondis, I., 1995- Geochemistry of chromitites & host rocks from the Pindos ophiolite complex, northwestern Greece, *Chemical Geology*, 122: 99-108.
- Ferrario, A. and Garuti, G., 1988- Platinum-group mineral inclusions in chromitites of the mafic-ultramafic complex (Ivrea-Zone, Italy). *Mineral Petrol* 41:125-143.
- Jackson, E. D., 1969- Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater complex: *Economic Geol., Mon.*, 4:61-75.
- Jackson, E. D. and Thayer, T. P., 1972- Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite – gabbro complexes: *Internat. Geol. Cong.*, 24<sup>th</sup>, Montreal, 1972, 2: 297-302.
- Hassanipak, A. A. and Mohamad Ghazi, A., 2000- Petrology, Geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics, *Journal of Asian earth sciences*, 18: 109-121.
- Irvine, T. N., 1977- Origin of chromite layers in Maskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation, *geology*, 5: 273-277.
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Emami, H., 2003- Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran), *CR Geosciences, Academie des Science, Paris*, 335: 917-929.
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotton, J., Emami, H., 2004- New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran, *J. Asian Earth Sci.*, 23: 507-535.
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Cotton, J., Emami, H., 2006- Petrological and geochemical study of the late Cretaceous ophiolite Khoy (NW Iran), and related geological formations, *J. Asian Earth Sci.*, 27: 465-502.
- Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J., 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.
- Leblanc, M. and Violette, J. F., 1983- Distribution of aluminum - rich and chromium - rich chromite pods in ophiolite peridotites, *Econ. Geol.*, 78: 293-301.
- Matveev, S. and Ballhaus, C., 2002- Role of water in origin of podiform chromitite deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 235-234.
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T. V., Stumfl, F., 1997- Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite, *J. Petrol*, 38: 1419-1458.
- Menzies, M. A. and Allen, C., 1974- Plagioclase lherzolite residual mantle relationships within two eastern Mediterranean ophiolite. *Contr. Mineralogy Petrology*, 45: 197-213.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of supra -subduction ophiolites, In: B. P. Kokelaar and M. F. Howells (Eds.), *Marginal basin geology*, *Geol. soc., London, spec. pub.*, pp. 777-794.
- Proenza, J. A., Gervilla, F., Melgarejo, J. C., Bondinier, J. L., 1999- Al and Cr rich chromitites from the Mayari-Baraona ophiolitic belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotite in suprasubduction mantle, *Econ. Geol.*, 94:547-566.
- Roberts, S., 1988- Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon? *Econ. Geol.*, 83: 1034-1036.
- Rocci, G., Baroz, F., Bebién, J., Desmet, A., Lapierre, H., Ohnenstetter, D. and Parrot, J. F., 1980- The Mediterranean ophiolites and their related Mesozoic volcano- sedimentary sequences, in Panayiotou, A., ed., *Proceedings of international ophiolite symposium, 1979, Cyprus*, p. 273-286.
- Thayer, T. P., 1964- Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman, Turkey, *Econ. Geol.*, 59: 1497-1524.
- Uysal, I., Sadiklar, M. B., Tarkian, M., Karsli, O. and Aydin, F., 2005- Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (SW Turkey): evidence for ophiolitic genesis, *Mineralogy and petrology*, 83: 219-242.
- Zaccarini, F., Pushkarev, E., Garuti, G., 2001- Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia), *Ore geology rev.*, 33: 20-30.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J. and Li, Z., 1996- Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology* 37, 3-21.
- Zhou, M. F. and Robinson, P. T., 1997- Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits, *Econ. Geol.*, 92: 259-262.