

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کرومیت‌های چشمه‌بید (نیریز) به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی

بتول تقی‌پور^۱، مصطفی نژادحداد^{۲*}، محمدعلی مکی‌زاده^۳، موسی نقره‌بیان^۴ و پروین رحیمی^۵

^۱ استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران
^۲ دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران
^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
^۴ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
^۵ کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۶/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۲/۱۵

چکیده

سنگ‌های دونیتی و هارزبورگیتی سرپانتینیته شده افیولیت‌های شمال باختر نیریز به سن کراتاسه پسین، میزان انبانه‌های کرومیتیته در معدن چشمه‌بید هستند. این کرومیت‌ها به صورت توده‌های عدسی شکل در اندازه‌های مختلف و به دنبال یکدیگر قرار دارند. مهم‌ترین بافت‌های قابل مشاهده شامل بافت‌های توده‌ای، گرهکی، دانه پراکنده و لایه‌ای است که نشان‌دهنده تنشت از یک ماگمای در حال سرد شدن هستند. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان‌دهنده ذوب پیروکسن در پریدوتیت میزان و رشد دوباره بلورهای البوین در بخش غلاف دونیتی است. شیمی کانی کرومیت بیانگر عدد کروم بالا (۷۲ تا ۷۷)، عدد منیزیم بالا (۶۲ تا ۶۹) و مقدار TiO_2 پایین (۰/۰۴ تا ۰/۱۴ درصد) در کرومیت‌های معدن چشمه‌بید است که قابل مقایسه با کرومیت‌های تشکیل شده از ذوب درجه بالای گوشته هستند. میانگین مجموع عناصر گروه پلاتین در نمونه‌های این معدن حدود ۲۱۲/۸۵ ppb است که در مقایسه با برخی از توده‌های کرومیتیته نیریز مانند منطقه تنگ حنا (۱۵۵۶ ppb) بسیار کمتر است و نشان‌دهنده رقیق‌شدگی به دلیل درصد بالاتر ذوب ماگمای مادر کرومیت‌های چشمه‌بید است. مقدار عناصر کمیاب Ni, Co, Zn, Mn, Ga, V در نمونه‌های کرومیتی و غلاف دونیتی دربرگیرنده آنها به ترتیب برابر با ۱۷ تا ۲۴، ۴۶۶ تا ۸۴۲، ۸۵۲ تا ۱۰۸۴، ۲۲ تا ۸۴، ۱۱۵ تا ۱۷۱، ۸۵۲ تا ۱۲۲۰ پی‌پی‌ام است. روند توزیع عناصر کمیاب خاکی و ایتیریم (REY) در سنگ میزان و کرومیت‌های الگوی U شکل نشان می‌دهد که مشخص‌کننده واکنش مذاب غنی از مواد فرار و عناصر کمیاب خاکی (منشأ بونینیتی ماگمای مادر) با سنگ میزان است. بدین ترتیب به نظر می‌رسد که کرومیت‌های معدن چشمه‌بید نیریز در نتیجه نفوذ ماگمای بونینیتی با منشأ گوشته اولیه و درجه بالای ذوب سنگ میزان پریدوتیتی در زون بالای فرورانش جزیره کمائی تشکیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: کرومیت، ماگمای بونینیتی، زون بالای فرورانش، معدن چشمه‌بید، نیریز.

*نویسنده مسئول: مصطفی نژادحداد

Email: nejadhadad_geo86@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

کانی کرومیت با ترکیب $(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$ ، عضو گروه کانیاپی اسپینل است و رخداد آن به عنوان کانی کمیاب (تقریباً یک درصد) در سنگ‌های بازی و فرابازی رایج است (Prichard et al., 2008). کرومیت به دو صورت در سنگ‌های بازی و فرابازی تجمع می‌یابد: ۱- به صورت لایه‌هایی با ستبر و وسعت متفاوت در سنگ‌های بازی و فرابازی درون پوسته قاره‌ای یافت می‌شود مانند کرومیت‌های کمپلکس بوشولد آفریقای جنوبی (Hatton & Von Gruenewaldt, 1987) و کمپلکس استیل و اتر آمریکا (Schulte et al., 2010)، ۲- همراه با سنگ‌های بازی و فرابازی توالی افیولیتی به صورت کرومیت‌های انبانه‌ای (Podiform). کرومیت‌های نوع دوم انبانه‌هایی در اندازه گرهک‌های کوچک تا صدها متر را تشکیل می‌دهند و معمولاً همراه با آنها لایه‌ها یا استوانه‌های کرومیتیته نیز یافت می‌شود (Thayer, 1961).

ترکیب شیمیایی کانی کرومیت ترکیب ماگمای اولیه‌ای که کرومیت از آن متبلور شده را نشان می‌دهد (Arai, 1992; Barnes & Roeder, 2001). از نظر خواص شیمیایی، کانی کرومیت موجود در ردیف‌های افیولیتی به دو گروه کرومیت‌هایی با عدد کروم بالا ($Cr\# > 70$) ($Cr\# = 100 * Cr / (Cr + Al)$) و کرومیت‌هایی با عدد کروم پایین ($Cr\# < 70$) تقسیم می‌شوند. کرومیت‌های گروه اول دارای مقادیر بالاتری از عدد منیزیم ($Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$)، مقادیر کمتری از عناصر گروه پلاتین و اکسید تیتانیم ($TiO_2 \leq 0.2$) نسبت به کرومیت‌های گروه دوم هستند (Dick & Bullen, 1984; Economou - Eliopoulos, 1996). دیگر عناصر کمیاب در این دو نوع کرومیت تفاوت‌هایی با یکدیگر دارند که در ارتباط با نوع ماگمایی است که از آن منشأ گرفته‌اند (Page & Barnes, 2009). باور بر این است که کرومیت‌های گروه اول در موقعیت بالای زون فرورانش در نتیجه صعود ماگمای بونینیتی و گروه

دوم در موقعیت زمین‌ساختاری کمائی از یک ماگمای تولیتی تشکیل شده‌اند (Zhou & Robinson, 1994; Arai & Yurimoto, 1994).

(Rajabzadeh et al., 1998 & 2012)، زمین‌شیمی عناصر اصلی و عناصر گروه پلاتین کانسارهای کرومیتیته منطقه آسمیون (Assemion) و خواصه جمالی نیریز را مطالعه کرده‌اند و (Jannessary et al., 2012). نیز مطالعه‌ای در ارتباط با زمین‌شیمی عناصر اصلی و عناصر گروه پلاتین کانسارهای کرومیت موجود در افیولیت‌های جنوب و جنوب خاور ایران (نیریز، سیخوران، آبدشت و فاریاب) انجام داده‌اند، اما تاکنون مطالعه‌ای بر روی توزیع و پراکندگی دیگر عناصر فرعی و عناصر کمیاب خاکی کرومیت‌ها و سنگ میزان آنها برای تعیین نوع ماگمای کانسار چشمه‌بید انجام نشده است. هدف این نوشتار بررسی کانی‌شناسی، بافت و زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی (Ti, Mn, Ga, V, Zn, Co, Ni, Sc) و کمیاب خاکی (REE) کرومیت‌های کانسار چشمه‌بید است. همچنین تعیین ترکیب ماگمای والد کرومیت‌ها، درصد ذوب بخشی سنگ میزان و جایگاه زمین‌ساختی آنها از دیگر مواردی است که در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی منطقه چشمه‌بید

کانسار چشمه‌بید در ۱۰۰ کیلومتری شمال باختر شهرستان نیریز قرار دارد و افیولیت‌های شمال باختر نیریز میزان این کانسار هستند. این افیولیت‌ها با روند شمال باختر- جنوب خاور در حد فاصل دو شهرستان نیریز تا ارسنجان قرار دارند و بخشی از باقیمانده پوسته اقیانوسی تیس جوان هستند که از تاروس (Tarus) در ترکیه شروع شده و تا عمان (Oman) ادامه دارند (Alavi, 1994; Stocklin, 1974). بر اساس مطالعات سن‌سنجی Ar^{40}/Ar^{39} افیولیت‌های نیریز در محدوده زمانی

۴- سنگ‌نگاری

کرومیت‌های منطقه چشمه‌بید نسبت به سنگ‌های دونیتی و هارزبورگیتی میزبان همشیب تا ناهمشیب، به شکل عدسی‌هایی با ابعاد مختلف در امتداد یکدیگر حضور دارند و از این نظر در گروه کرومیت‌های ناهمشیب تا تقریباً همشیب افیولیت‌ها قرار می‌گیرند (Cassard et al., 1981). در منطقه چشمه‌بید کرومیت‌های لایه‌ای نیز به مقدار کمتر و به صورت غیر ممتد دیده می‌شوند. سرپانتینی شدن که در سنگ‌های فرابازی افیولیتی فراوان است (Proenza et al., 1999 & 2007) در اطراف عدسی‌های کرومیتی شدت بیشتری دارد. دانه‌های کرومیت در بخش کرومیت با بافت توده‌ای (شکل ۲-ب) بی‌شکل و گرد شده تا نیمه‌خودشکل هستند. قطر این دانه‌ها از ۱ تا ۵ میلی‌متر متغیر است. بلورهای الیون سرپانتینی شده (بیشتر آنتی‌گوریت)، کلریت و مقادیر جزئی کالکوپیریت از دیگر کانی‌های همراه با بلورهای کرومیت هستند. کرومیت‌هایی با ساخت گرهکی (شکل ۲-ج) که سنگ میزبان آنها در بیشتر موارد دونیت است به صورت هاله‌ای اطراف کرومیت‌های توده‌ای و لایه‌ای دیده می‌شود. این بافت از ویژگی اصلی کرومیت‌های افیولیتی است (Page & Barnes, 2009; Page et al., 2008). در بافت گرهکی، گرهک‌های کرومیت بیضوی شکل به اندازه ۴ تا ۳۰ میلی‌متر در زمینه‌ای از الیون میزبان (که معمولاً سرپانتینی شده است) قرار گرفته‌اند. سطح مقطع این گرهک‌ها در یک جهت بیضوی کشیده و در جهت دیگر تقریباً گرد است که نشانه‌ای از سرد شدن ماگما، ضمن سقوط گرهک‌های کرومیتی است. همچنین ممکن است که یک گرهک به دلیل سقوط بر روی گرهک دیگر دچار فرورفتگی در سطح تماس آنها شود که نشان‌دهنده شکل‌پذیری و نرم بودن گرهک‌های کرومیتی در هنگام سقوط بوده است (Schroetter et al., 2005; Thayer, 1964). بلورهای الیون حاشیه عدسی‌های کرومیتی تبلور دوباره یافته‌اند و به صورت شکفته بلور (Granoblastic) دیده می‌شوند. غلاف دونیتی دربرگیرنده کرومیت‌ها شامل ۹۵ درصد کانی الیون و ۱ تا ۳ درصد بلورهای پراکنده کرومیت و ارتوپروکسن است. سنگ‌های هارزبورگیتی تقریباً شامل ۷۰ تا ۸۰ درصد الیون، ۱۵ تا ۲۰ درصد ارتوپروکسن، مقدار کمی کرومیت و کلینوپروکسن است. بلورهای ارتوپروکسن این سنگ‌ها بین ۵ تا ۷ میلی‌متر قطر دارند و دارای تیغه‌هایی از کلینوپروکسن به صورت تیغه‌های برون‌رستی (exsolution lamellae) هستند که پس از تبلور و سرد شدن ارتوپروکسن‌ها از آنها جدا شده‌اند. بلورهای ارتوپروکسن نسبت به الیون‌ها با شدت کمتری متحمل سرپانتینی شدن گشته‌اند. کانی کرومیت این سنگ‌ها به صورت دانه‌های افشان نیمه‌خودشکل تا خودشکل (تقریباً کمتر از ۳ درصد سنگ‌های هارزبورگیتی) به صورت زمینه در بین بلورهای الیون و یا میان‌بارهای درون بلورهای الیون و ارتوپروکسن حضور دارند (شکل ۲-د). گاهی این بلورهای پراکنده کرومیت ممکن است در بخشی تجمع یابند و تا ۲۰ درصد سنگ را شامل شوند که باعث تشکیل بافت دانه پراکنده کرومیت در سنگ می‌شود. ارتوپروکسن‌ها نشانه‌هایی از نوارهای شکنجی (King band) و حاشیه‌های گرد شده را نشان می‌دهند (شکل ۲-ه). نوارهای شکنجی نشانه‌ای از فشارهای وارد شده به کف اتاق ماگمایی است. حاشیه‌های گرد شده ارتوپروکسن نیز نشانه واکنش بین مذاب و سنگ پریدوتیتی است که موجب هضم پیروکسن و تبلور دوباره الیون شده است (Kelemen, 1990).

۵- زمین‌شیمی کانی کرومیت

بر اساس داده‌های به‌دست آمده از تجزیه شیمیایی کرومیت‌ها، عدد کروم (Cr# = 100*Cr/(Cr+Al)) و عدد منیزیم (Mg# = 100Mg/(Mg+Fe)) نمونه‌ها محاسبه شد (جدول ۱). در نمودار عدد کروم (۷۲-۷۷) در برابر عدد منیزیم (۶۲-۶۹) کرومیت‌های کانسار چشمه‌بید تغییرات زیادی را نشان نمی‌دهد و در محدوده کرومیت‌هایی با منشأ ماگمای بونینیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-الف).

۹۶-۹۸ میلیون سال پیش تشکیل شده‌اند (Haynes & Reynolds, 1980). البته سن احتمالی جایگزینی توده‌های افیولیتی ناحیه نیریز کرتاسه پسین است، چون این افیولیت‌ها با ناپوستگی توسط سازند تارور به سن کرتاسه پسین پوشیده می‌شوند (Ricou, 1974). تقریباً تمام سنگ‌های یک توالی افیولیتی (به غیر از دایک‌های صفحه‌ای) شامل هارزبورگیت تکتونیزه مربوط به گوشته بالایی، پوشش دونیتی همراه با کرومیت انبانه‌ای، دونیت‌های مربوط به بخش انتقالی بین گوشته و پوسته، سنگ‌های پیروکسنیتی، گابروهای انباشتی، پلاژیوگرانیت‌ها، سنگ‌های آتشفشانی بازالتی با ساخت بالشی و سنگ‌های رادیولاریتی در منطقه نیریز یافت می‌شود (Ghasemi & Talbot, 2005; Babaie et al., 2000; Ricou, 1974). با این وجود در منطقه چشمه‌بید تمامی این توالی دیده نمی‌شود (شکل ۱). سنگ‌های هارزبورگیتی، در منطقه چشمه‌بید بیشترین رخمون را نسبت به دیگر بخش‌ها دارند. دونیت در این منطقه حجم کمی از کل مجموعه را شامل می‌شود. بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد که دونیت‌ها نسبت به هارزبورگیت‌ها سرپانتینی شدن بیشتری را متحمل شده‌اند. همچنین رگه‌ها و رگچه‌های منیزیتی در هر دو نوع سنگ حضور دارند که در ارتباط با پدیده سرپانتینی شدن آنها است. ضمن سرپانتینی شدن سنگ‌های دونیتی، منیزیم اضافی با کربنات موجود در محیط واکنش داده و به صورت منیزیت در رگه‌ها و رگچه‌ها رسوب می‌کند (Raymold, 2002). پیروکسنیت‌ها به صورت توده‌های عدسی‌شکل کوچک با بافت متبلور و درشت‌بلور دیده می‌شوند که بافت انباشتی آنها به خوبی قابل تشخیص است. در منطقه معدنی چشمه‌بید سنگ‌های گابرویی، دایک‌های منشوری و پلاژیوگرانیت‌های مربوط به سری پوسته‌ای رخمون ندارند ولی سنگ‌های آتشفشانی بازالتی با ساخت بالشی گسترش زیادی دارد. سنگ‌های رادیولاریتی همراه با آهک‌های پلاژیک بستر اقیانوس در بخش جنوب توده فرابازی چشمه‌بید واقع شده است. سن این رادیولاریت‌ها ژوراسیک بالایی تا کرتاسه پایینی است (Babaie et al., 2000). همچنین دایک‌های منفرد و گاهی دسته‌ای با ترکیب دولریتی با ستبرای ۳ تا ۴ متر سنگ‌های فرابازی منطقه را قطع می‌کند. بخش باختری منطقه سنگ‌های آهکی سازند سروک به سن آلبین - سنومانین است که افیولیت‌ها با سطح تراستی بر روی آنها رانده شده است (شکل ۲-الف).

۳- روش پژوهش

در ابتدا مطالعات میدانی در چندین مرحله به منظور شناسایی منطقه و بررسی ساخت‌های سنگ میزبان، ماده معدنی و نمونه‌برداری از این رخمون‌ها صورت گرفت. سپس مطالعات آزمایشگاهی شامل تهیه برش نازک، صیقلی و انتخاب نمونه مناسب برای تجزیه‌های شیمیایی انجام شد. در این مطالعه تعداد ۱۰ برش صیقلی و ۱۰ برش نازک به منظور مطالعات کانه‌نگاری کرومیت و سنگ‌نگاری سنگ‌های میزبان در کارگاه مقطع‌گیری بخش علوم زمین دانشگاه شیراز تهیه و با استفاده از میکروسکوپ نور انعکاسی و انعکاسی مطالعه شدند. همچنین برای تعیین مقدار عناصر اصلی و فرعی کرومیت‌های منطقه چشمه‌بید تعداد ۹ نمونه خالص از کرومیت‌هایی با بافت توده‌ای و یک نمونه از سنگ دونیتی مربوط به غلاف دونیتی حاشیه آنها انتخاب و به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت Acme کانادا برای بررسی عناصر اصلی، کمیاب و همچنین عناصر کمیاب خاکی مورد آزمایش قرار گرفتند. همچنین با توجه به عبار بالای کروم در نمونه‌ها (که بالاتر از حد تشخیص روش مورد نظر است) مقدار کروم و آهن کل این نمونه‌ها به روش شیمی تر اندازه‌گیری شد. محاسبه مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} نمونه‌های کرومیتی بر اساس معادله (Droop, 1985) $(F=2X(1-T/S))$ انجام شد. مقادیر عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌ها در جدول ۱ و مقدار عناصر کمیاب خاکی این نمونه در جدول ۳ آورده شده است.

مناسبتی برای تجمع REE ندارند مقدار این عناصر در این سنگ‌ها بسیار پایین است (Karipi et al., 2006). الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی در بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و ماگماهای بونینیتی روند کاملاً بر عکس با یکدیگر دارند. الگوی توزیع عناصر REE در بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) روند محدب دارد ولی در ماگماهای بونینیتی روند مقعر رو به بالا (U شکل) نشان می‌دهد (Proenza et al., 1999)، که از این الگوها می‌توان برای تعیین ماگمای مادر کرومیت‌ها استفاده کرد (Caran et al., 2010).

الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های معدن چشمه‌بید مقعر است و مقدار عناصر MREE نسبت به LREE و HREE تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد. همچنین در این الگوی هنجاری منفی از عنصر Ce قابل مشاهده است (شکل ۷).

۶- بحث

۶-۱. تعیین نوع ماگمای مادر و درصد ذوب بخشی

خواص زمین‌شیمیایی کانی کرومیت منعکس‌کننده ترکیب ماگمای مادر کرومیت‌ها و جایگاه زمین‌دینامیکی تشکیل آنها است. اگرچه ممکن است واکنش کرومیت با ماگمای مادر و سولفیدها در دماهای کمی پایین‌تر از نقطه انجماد موجب تغییر ترکیب شیمیایی کانی کرومیت شود ولی کرومیت‌های توده‌ای به دلیل تشکیل شدن اولیه و ته‌نشینی سریع در کف اتاقک ماگمایی برای بررسی خواص زمین‌شیمیایی کرومیت‌ها و تعیین نوع ماگمای مادر و جایگاه زمین‌دینامیکی آنها مفید هستند (Maurel & Maurel, 1982 & 1983). کرومیت‌های انبانه‌ای در بخش بالای گوشته افیولیتی یا گوشته جزایر کماتی در نتیجه واکنش بین مذاب برخاسته از گوشته اولیه و پریدوتیت میزبان تشکیل می‌شوند (Robinson et al., 1997). باور بر این است که کرومیت‌هایی با عدد کروم بالا در زیر کمان‌های جزیره‌ای و در نتیجه ذوب بخشی درجه بالای گوشته و کرومیت‌های با عدد کروم پایین در نتیجه ذوب بخشی درجه پایین گوشته تشکیل می‌شوند (Arai, 1992; Arai & Yurimoto, 1994). کانسارهای گروه اول نسبت به کانسارهای گروه دوم در درجه حرارت و فشار بالاتری تشکیل شده‌اند و ضمن تشکیل آنها حضور آب نقش مهمی در ذوب درجه بالا و تشکیل مذاب بیشتر دارند (Mysen & Kushiro, 1977; Zhou & Robinson, 1994). عدد کروم $(Cr\# = 100 \cdot Cr / (Cr + Al))$ در کرومیت‌های چشمه‌بید بین ۷۲ تا ۷۷ و عدد آهن $(Fe\# = 100 \cdot Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg))$ بین ۳۱ تا ۳۸ تغییر می‌کند. مقدار FeO/MgO این نمونه بین ۰/۹ تا ۱/۸ تغییر می‌کند ولی در بیشتر نمونه مقدار آن کمتر از یک (میانگین ۰/۹۷) است. از نمودار عدد کروم در برابر عدد آهن می‌توان برای تعیین نوع ماگمای مادر و درصد ذوب سنگ میزبان استفاده کرد (Page & Barnes, 2009). بر اساس نمودار Cr# در برابر Fe# (شکل ۸)، ماگمای اولیه کانسار ساز در منطقه چشمه‌بید باعث حداقل ۴۰٪ ذوب بخشی سنگ میزبان پریدوتیتی شده است. ماگمای بونینیتی اولیه غنی از منیزیم ($Mg > 10\%$) و کروم (۱۰۰-۱۵۰۰ پی‌پی‌ام) است و نسبت به دیگر ماگماهای بازالتی با منشأ گوشته‌ای (۲۰۰-۵۰۰ پی‌پی‌ام) از کروم غنی است (Roeder & Reynolds, 1991). واکنش بین این مذاب و پریدوتیت، کاهش فشار و حضور آب باعث ذوب پیروکسن و تبلور دوباره الومین به صورت غلاف دونیتی در حاشیه آشیانه ماگمایی می‌شود. این امر همراه با افزایش Si ماگما و ورود ماگما به حوضه پایداری کرومیت و تشکیل کرومیت تک کانایی می‌شود (Robinson et al., 1997; Page & Barnes, 2009). اگرچه مطالعات تجربی نشان داده است که تغییرات فشار و دمای ماگما تأثیر زیادی بر تشکیل کرومیت از مذاب ندارد ولی تغییرات فوگاسیته اکسیژن روند تشکیل کرومیت را کنترل می‌کند. انحلال‌پذیری کروم با افزایش f_{O_2} به شدت کاهش می‌یابد. سنگ‌های کرومیتی تک کانایی، در دمای بالاتر از $1200^{\circ}C$ و فشار اکسیژن بیشتر از 10^{-1} اتمسفر از یک ماگمای غنی از کروم

این کرومیت‌ها در گروه کانسارهای تیپ ۳ آلی قرار می‌گیرند (Dick & Bullen, 1984) و مشابه با کرومیت‌های کمپلکس ترودوس و کرومیت‌های عمان هستند. مقدار TiO_2 نمونه‌های مورد آنالیز از ۰/۰۴ درصد تا ۰/۱۴ درصد تغییر می‌کند. نمودار عدد کروم در برابر TiO_2 (شکل ۳-ب) نشان می‌دهد که داده‌ها در محدوده کرومیت‌هایی با عدد کروم بالا و مقدار TiO_2 کمتر از ۰/۲ (محدوده ماگماهای بونینیتی) قرار می‌گیرد. همچنین بین عدد کروم و مقدار TiO_2 همبستگی منفی (۰/۶۴-) وجود دارد (شکل ۴-الف) که احتمالاً با فرایندهای ذوب و تفریق ماگمای مادر در ارتباط است. با افزایش مقدار ذوب بخشی در سنگ مادر اولیه به علت رقیق‌شدگی ماگما، غلظت اکسید تیتانیم کم می‌شود (Kamenetsky et al., 2001; Maurel & Maurel, 1982). مقدار TiO_2 در مذاب MORB از مقدار آن در ماگمای بونینیتی بیشتر است. اساس شیمی عناصر اصلی، کرومیت‌های ناحیه چشمه‌بید شباهت زیادی به کانسارهای تشکیل شده از ماگماهای بونینیتی دارد و می‌توان آنها را در ارتباط با ذوب درجه بالای گوشته در زون بالای فرورانس دانست. همچنین به نظر می‌رسد از نظر منشأ تشکیل با کرومیت‌های شمال عمان (Paktunc & Cabri, 1995)، ترودوس قبرس (Arai & Yurimoto, 1994) و منطقه تنفورد کانادا (Page & Barnes, 2009) شباهت دارد.

TiO_2 با Al_2O_3 همبستگی مثبت نشان می‌دهد (۰/۵۶) و نمودار دوتایی TiO_2 در برابر Al_2O_3 (شکل ۴-ب)، موقعیت زمین‌ساختی زون بالای فرورانس را برای این کرومیت‌ها پیشنهاد می‌کند که با موقعیت زمین‌ساختی ماگمای بونینیتی عمان (Ishikawa et al., 2002) مشابه است.

همانگونه که جدول ۲ نشان می‌دهد، مجموع عناصر گروه پلاتین نمونه‌های معدن چشمه‌بید از ۱۵۵ ppb تا ۲۵۷ ppb و میانگین آن ۲۱۲/۸۵ ppb است. مقادیر بهنجار شده این عناصر نسبت به گوشته ابتدایی بالایی (Upper Primitive Mantle: UPM) نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبت به عناصر IPGE (Os, Ir, Ru) و شیب منفی آنها به سمت زیر گروه PPGE (Rh, Pt, Pd) است (شکل ۵). عناصر گروه IPGE نسبت به مقدار UPM بین ۱۶ تا ۲۱ برابر غنی شده‌اند. همچنین وجود بی‌هنجاری منفی Pt ($Ptn/Pdn < 1$) و تمرکز پایین مقادیر Pd, Rh و Re و ویژگی بارز این عناصر در کرومیت‌های افیولیتی مناطق دیگر است (Proenza et al., 2007). مقدار $(\sum IPGE / \sum PPGE)$ نمونه‌ها بین ۱/۸ تا ۱۹/۷ و به طور متوسط ۱۱/۵ است.

مقدار گالیم و وانادیم نمونه‌ها به ترتیب از ۱۷ تا ۲۴ پی‌پی‌ام و ۴۶۶ تا ۸۴۲ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند. این مقادیر نسبت به پوسته اقیانوسی متفاوت است و قابل مقایسه با نمونه‌های کرومیت‌هایی با منشأ بونینیتی در شمال عمان و ترکیه (Dare et al., 2008) و نیز نمونه‌های منطقه تنفورد کانادا (از نوع کرومیت با عدد کروم بالا گزارش شده توسط Page & Barnes (2009) است (شکل ۶-الف و ب). بین مقادیر این دو عنصر و عدد کروم نمونه‌ها همبستگی مثبت وجود دارد.

این همبستگی مثبت احتمالاً مربوط به فرایندهای تفریقی بین کرومیت و ماگمای مادری است که کرومیت‌ها از آن منشأ گرفته‌اند (Page & Barnes, 2009). دیگر عناصر کمیاب مانند Ni, Co, Zn, Mn به ترتیب مقادیر بین ۸۵۲ تا ۱۰۸۴، ۲۲ تا ۸۴، ۱۱۵ تا ۱۷۱، ۸۵۲ تا ۱۲۲۰ پی‌پی‌ام دارند که مشابه مقدار این عناصر در کرومیت‌های منشأ گرفته از ماگمای بونینیتی در دیگر نقاط دنیا است (شکل ۶-ج و د، جدول ۱). همبستگی بین وانادیم و گالیم با یکدیگر مثبت است و با مقدار Fe_2O_3 همبستگی منفی نشان می‌دهند (شکل ۶-ه). عناصر گالیم و وانادیم در هنگام تشکیل کرومیت وارد این کانی می‌شوند (Page & Barnes, 2009).

مقدار مجموع عناصر REE+Y در نمونه‌های کرومیتی بین ۱/۶ تا ۸/۸ پی‌پی‌ام و در نمونه دونیتی معدن چشمه‌بید ۸/۵ پی‌پی‌ام است (جدول ۳). بیشترین مقدار این عناصر برای عناصر LREE است. مقدار HREE نمونه‌ها به جز برای عنصر Dy, Ho و Er در بیشتر موارد زیر حد تشخیص است. چون ماگماهای بازی و فرابازی کانی

می‌دهند که در ارتباط با تفریق ماگمای مادر است (Page & Barnes, 2009). بر اساس (Page & Barnes, 2009) مقدار عناصری مانند Al و Zn به طور کامل و عناصری مانند Ga, V, Ti, Mn و Co تا حدود ۸۵٪ در ماگما توسط کرومیت کنترل می‌شود، در مقابل مقدار Ni و Mg به طور عمده توسط کانی الیون کنترل می‌شود. مقدار Ni, Al, Ga, Ti برای جدا کردن کرومیت‌های بونینیتی از کرومیت‌های در ارتباط با ماگمای منشأ گرفته از پشته میان‌اقیانوسی (یا جزایر پشت کمانی) مفید است (شکل‌های ۶-الف تا د). مشابهت الگوی رفتاری عناصر فرعی مانند در نمونه‌های چشمه‌بید و کرومیت‌هایی با منشأ ماگمای بونینیتی تأییدی بر مشابهت شیمی عناصر اصلی کانی کرومیت در این سنگ‌ها باشد و دلیل دیگری برای تشکیل این کرومیت‌ها در بالای یک زون فرورانش حاشیه‌ای است. سنگ‌های فرابازی باقیمانده از ذوب بخشی گوشته تهی‌شده، نسبت به عناصر LREE (La-Nd)، تهی‌شدگی نشان می‌دهد و نسبت LREE به HREE در این سنگ‌ها در مقایسه با نسبت کندریتی کمتر از یک است (Melcher et al., 1997). چنانچه این سنگ‌ها با یک سیال غنی از LREE واکنش دهد و دارای نسبت $LREE/HREE > 1$ می‌شوند (Proenza et al., 1999). ذوب بخشی گوشته تهی‌شده از عناصر کمیاب خاکی توسط یک ماگمای آبدار غنی از عناصر REE منجر به تشکیل الگوی U شکل با تقعر روبه بالا و غنی‌شدگی جزئی LREE در سنگ می‌شود (Cameron et al., 1983). مقدار عناصر REE در سنگ میزبان و کرومیت‌های منطقه مورد مطالعه تا بیش از ۵ برابر نسبت به میانگین کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی عنصر Ce در کرومیت‌ها و سنگ میزبان دوتیتی کانسار نشان‌دهنده شرایط کاهش‌ی‌تر این ماگما و تشکیل آن در ژرفای بیشتر نسبت به ماگماهای MORB است. اگرچه ممکن است که این سنگ‌ها ضمن فرارانش (Obduction) و فرایندهای دگرسانی در ارتباط با سرپانتینی شدن دچار غنی‌شدگی از عناصر REE شده باشند ولی مطالعه میانبارهای پریدوتیتی با منشأ گوشته‌ای و بدون آثار دگرسانی، که دارای الگوی U شکل REE و غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به کندریت هستند، نشان می‌دهد که غنی‌شدگی نسبت به این عناصر مربوط به فرایندهای دگرسانی همراه با افیولیت‌ها نیست. همچنین مطالعات جدید نشان داده است که فرایندهای سرپانتینی شدن تأثیری بر تحرک عناصر REE در کرومیت‌ها و سنگ‌های پریدوتیتی همراه آنها ندارد (Deschamps et al., 2010). بنابراین الگوی U شکل این سنگ‌ها احتمالاً نتیجه ذوب بخشی گوشته دیرگداز توسط یک ماگمای غنی از عناصر LREE و اختلاط آنها با یکدیگر است (Proenza et al., 1999).

۷- جایگاه زمین‌ساختی کانسار چشمه‌بید

کرومیت‌های همراه با سنگ‌های افیولیتی ایران در ارتباط با باز و بسته شدن اقیانوس تیس کهن (در شمال خاور) و جوان (باختر و جنوب باختر) است (Stoklin, 1974). در شمال خاور کشور سنگ‌های افیولیتی با سن پالئوزویک در منطقه سبزوار رخنمون دارند و در ارتباط با بسته شدن تیس کهن هستند. کرومیت‌های ناحیه فرومد از نوع کرومیت کروم بالا هستند و احتمالاً در یک محیط بالای فرورانش جزایر کمانی تشکیل شده‌اند (Shafaii Moghadam et al., 2009). دیگر افیولیت‌های ایران مانند نوار افیولیتی ایران مرکزی، نیریز، کرمانشاه، کشور عمان و شمال عراق مرتبط با تکامل اقیانوس تیس جوان در مزوزویک هستند. این افیولیت‌ها باقیمانده پوسته اقیانوسی تیس جوان هستند که پس از کرتاسه در طول تراست اصلی زاگرس (افیولیت‌های بخش بیرونی کمر بند تیس جوان)، بر روی بخش جنوب خاوری زون دگرگونی سندج-سیرجان رانده شده‌اند یا در اطراف خرده قاره ایران مرکزی (کمر بند داخلی) به صورت افیولیت و آمیزه رنگین در امتداد گسل دهشیر-بافت، اسفندقه و فاریاب رخنمون دارند (Stoklin, 1974; Ricou, 1971; Jannessary et al., 2012). موقعیت زمین‌ساختی نیریز نشان

تشکیل می‌شوند. ماگماهای فقیر از کروم می‌توانند در فوگاسیته بیشتر از 10^{-7} تا 10^{-5} و در دماهای پایین‌تر موجب ته‌نشینی کرومیت و تشکیل کرومیت شوند (Roeder & Reynolds, 1991).

بین مقدار TiO_2 و Al_2O_3 کانی کرومیت و مذاب اولیه ارتباط مشخصی وجود دارد. مقدار این عناصر در فرایندهای هوازدگی و دگرسانی بدون تغییر می‌ماند. بنابراین این دو نشانگرهای خوبی برای تعیین ترکیب مذاب اولیه مادر هستند (Kamenetsky et al., 2001). کرومیت‌هایی که مقدار TiO_2 آنها کمتر از ۰/۲ درصد باشد از ماگمایی با منشأ بونینیتی ته‌نشین شده‌اند (Dick & Bullen, 1984); همچنین مقدار اکسید آلومینیم و تیتانیم مذاب را می‌توان با استفاده از TiO_2 و Al_2O_3 کانی کرومیت بر اساس معادله‌های زیر حساب کرد (Maurel & Maurel, 1982; Kamenetsky et al., 2001):

معادله ۱

$$\ln(\text{wt \% } Al_2O_3 \text{ in melt}) = 0.41322 \times (\ln(\text{wt \% } Al_2O_3 \text{ in chromite})) + 1.38529$$

معادله ۲

$$\ln(\text{wt \% } TiO_2 \text{ in melt}) = 0.82574 \times (\ln(\text{wt \% } TiO_2 \text{ in chromite})) + 0.20203$$

مقدار Al_2O_3 کرومیت‌های مورد مطالعه از ۱۱/۹ تا ۱۴/۹ درصد و مقدار TiO_2 آنها از ۰/۴ تا ۰/۱۴ درصد تغییر می‌کند که با استفاده از معادله‌های بالا می‌توان مقدار اکسید آلومینیم و تیتانیم موجود در مذاب اولیه را محاسبه کرد. بر اساس معادله ۱، مقدار Al_2O_3 مذاب اولیه ۱۱/۱۳ تا ۱۲/۱۸ درصد وزنی و مقدار TiO_2 مذاب بر اساس معادله ۲، ۰/۸ تا ۰/۲۴ درصد است. این داده‌ها بر روی شکل ۹ برای تعیین نوع مذاب اولیه رسم شدند. با توجه به این شکل ماگمای تشکیل‌دهنده کرومیت‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ماگمای بونینیتی قرار می‌گیرد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که مذاب بالا آمده از گوشته اولیه پس از ذوب بخشی درجه بالای گوشته تهی‌شده در بالای زون فرورانش عامل کانسارسازی کرومیت بوده است.

۶-۲. زمین‌شیمی عناصر فرعی، کمیاب و گروه پلاتین

عناصر گروه پلاتین موجود در مذاب‌های فرابازی در نتیجه ذوب کانی‌های سولفیدی یا کانی‌های آلیاژی PGE از گوشته آزاد می‌شوند. ۲۰ تا ۲۵ درصد ذوب گوشته‌ای برای آزاد شدن مقادیر بالایی از این عناصر مناسب است. درصد ذوب بیشتر باعث رقیق شدن این عناصر در مذاب می‌شود (Prichard et al., 2008). مقدار عناصر گروه پلاتین توده‌های کرومیتیتی معدن چشمه‌بید (۲۱۲ppb) نسبت به برخی از معادن مجاور مانند منطقه تنگ حنا (۱۵۵۶ppb) کمتر از ۰/۱ است. در مقابل عدسی‌های کرومیتیتی این ناحیه بزرگ‌تر و دارای عدد کروم بالاتری هستند. همچنین به صورت کلی عدسی‌های کرومیتیتی چشمه‌بید نسبت به منطقه فاریاب و اسفندقه کوچک‌تر و مقدار عناصر گروه پلاتین آنها بیشتر است (Jannessary et al., 2012). همانگونه که شکل ۸ نشان می‌دهد در ناحیه چشمه‌بید، سنگ میزبان اولیه متحمل بیش از ۴۰٪ ذوب بخشی شده است. بنابراین می‌توان دلیل کاهش مقدار عناصر گروه پلاتین را در این سنگ‌ها ذوب بخشی بالا و رقیق‌شدگی این عناصر در ماگمای اولیه دانست. البته یادآوری این نکته نیز ضروری است که اشباع فاز مذاب نسبت به گوگرد و جدا شدن یک فاز سولفیدی از این ماگماها می‌تواند موجب تفکیک عناصر PGE در فاز بلوری در حال ته‌نشینی و کاهش مقدار PGE در مذاب باقیمانده شود.

نمونه دوتیت معدن چشمه‌بید از نظر اکسیدهای TiO_2 و Al_2O_3 به شدت تهی شده است. تهی‌شدگی نسبت به این اکسیدها و مشابهت توزیع الگوی عناصر کمیاب خاکی این سنگ‌ها با ماگماهای بونینیتی نشان‌دهنده ذوب بخشی گوشته تهی شده در ژرفای کم توسط یک ماگمای بونینیتی است (معاف‌پوریان و همکاران، ۱۳۸۸). تهی‌شدگی شدید عنصر Ga و تا حدودی V در کرومیت‌های چشمه‌بید نسبت به کرومیت‌های MORB نشان‌دهنده شرایط کاهش‌ی‌تر و ژرفای بیشتر تشکیل این کانسار است. تیتانیم، گالیم و وانادیم با عدد کروم (Ct#) همبستگی منفی نشان

دونیتی احاطه‌کننده ماده معدنی همراه با رشد دوباره بلورهای الیوین نشانه‌ای از ذوب پریدوتیت تهی شده در حاشیه یک تنوره ماگمایی داغ در حال صعود است (Kelemen et al., 1990). ذوب پیروکسن همراه الیوین موجب بالا رفتن سیلیس مذاب و ورود ماگمای اولیه به حوضه تبلور کانی کرومیت می‌شود (Robinson et al., 1997). بافت گرهکی و دانه پراکنده که در نهایت به شکل بافت توده‌ای تجمع می‌یابند، نشانه تشکیل و ته‌نشست کرومیت از یک ماگمای در حال تبلور است. کرومیت‌های کانسار چشمه‌بید عدد کروم بالاتر از ۷۰، مقدار TiO_2 کمتر از ۰/۲٪ و عدد آهن و منیزیم مشابه کرومیت‌های بونینیتی دارند (Page & Barnes, 2009). بر اساس نتایج زمین‌شیمیایی، ماگمای اولیه برخاسته از گوشته موجب ۴۰٪ ذوب بخشی در سنگ میزبان پریدوتیتی شده است. عناصر کمیابی مانند V, Mn, Ni, Ga, Zn, Co در نمونه‌های کرومیت‌های این کانسار نزدیک به غلظت این عناصر در کرومیت‌های شمال عمان (Arai & Yurimoto, 1994)، تنفورد کانادا (Page & Barnes, 2009)، ترکیه (Dare et al., 2008) و قبرس (Arai & Yurimoto, 1994) هستند که در گروه کرومیت‌های منشأ بونینیتی قرار دارند. همچنین روند توزیع عناصر کمیاب خاکی در این کانسار روند U شکل با تقعر به سمت بالا نشان می‌دهند که مشابه روند سنگ میزبان و ماگماهای بونینیتی است (Proenza et al., 1999; Cameron et al., 1983).

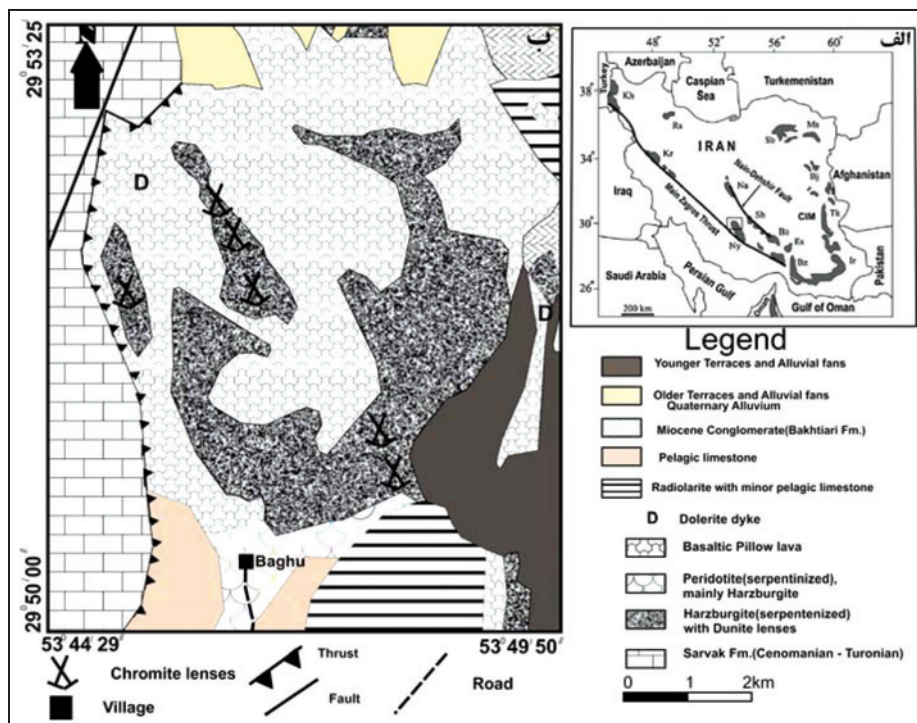
زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب کرومیت‌های چشمه‌بید نشان‌دهنده تشکیل این کرومیت‌ها در زون بالای فرورانش است. سن جایگزینی توده‌های افیولیتی ناحیه نیز که میزبان این کرومیت‌ها هستند کرتاسه پسین است (Ricou, 1974). بنابراین سن تشکیل این توده‌ها احتمالاً در کرتاسه زیرین یا میانی است. این ناحیه در کرتاسه بخش جلویی یک جزیره کماتی نارس بوده است (Shahabpour, 2005) و شیب زیاد فرورانش اقیانوس تیسس جوان در این زمان (Berberian & Berberian, 1981) موجب صعود ماگمای داغ آب‌دار و ذوب بخشی درجه بالای گوشته تهی شده و کانسارسازی کرومیت شده است.

می‌دهد که این ناحیه در زمان ژوراسیک و کرتاسه یک جزیره کماتی نارس (Shahabpour, 2005) در بالای زون فرورانش (Rajabzadeh et al., 2012) بوده است. با توجه به وجود سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی کرتاسه در زون سندج - سیرجان و عدم حضور این گونه واحدها در زون ارومیه - دختر در زمان ژوراسیک، می‌توان حدس زد که شیب فرورانش در این زمان زیاد بوده است (Berberian & Berberian, 1981). شیب زیاد فرورانش باعث تشکیل حوضه پشت کماتی ناین - بافت شده است (Shahabpour, 2005).

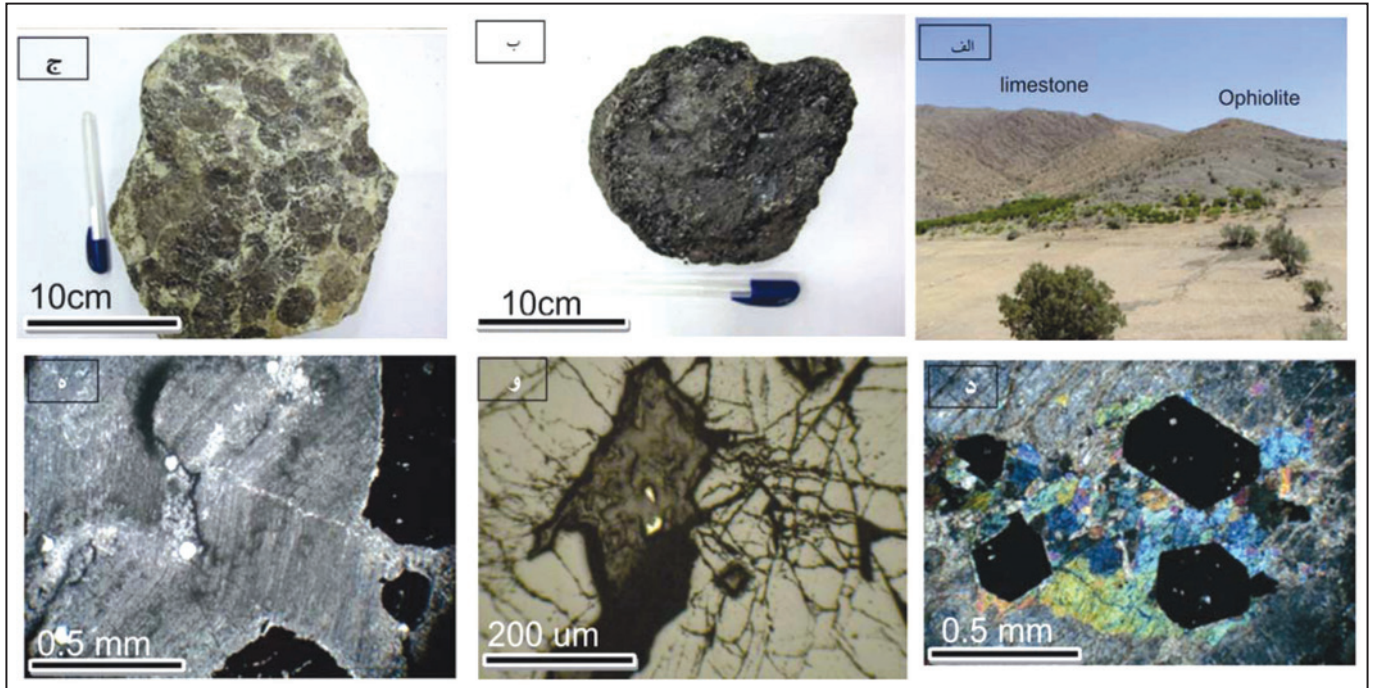
(Ghazi et al., 2010) بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی کانی کرومیت موجود در افیولیت‌های منطقه ناین، کرومیت‌های این ناحیه را در ارتباط با حوضه‌های پشت کمان می‌دانند. کرومیت‌های چشمه‌بید با عدد کروم بالا و اکسید تیتانیم پایین در بالای یک جزیره کماتی تشکیل شده‌اند. بررسی الگوی عناصر کمیاب کرومیت‌ها و مشابهت الگوی عناصر کمیاب خاکی در دونیت‌ها و کرومیت‌ها نشان‌دهنده دخالت ماگمای بونینیتی در کانسارسازی است. همچنین درجه بالای ذوب بخشی سنگ میزبان متناسب با محیط فرورانش جزیره کماتی و موجب کاهش مقدار عناصر گروه پلاتین کرومیت‌های این ناحیه شده است. مدل پیشنهادی تشکیل کرومیت‌های نیریز مشابه دیگر کرومیت‌های تشکیل شده در امتداد تراست زاگرس مانند اسفندقه و فاریاب (Jannessary et al., 2012)، شمال عراق (Ismail et al., 2010) و افیولیت‌های ناحیه خوی (امامعلی‌پور، ۱۳۹۰) است که نشان‌دهنده وجود شرایط مشابه در ضمن فرورانش حاشیه تیسس جوان بوده است (شکل ۱۰).

۸- نتیجه‌گیری

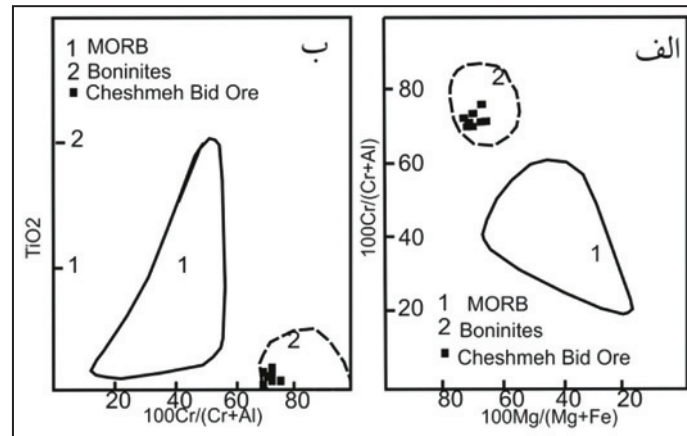
شواهد سنگ‌شناختی، بافتی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که کرومیت‌های انبانه‌ای چشمه‌بید در نتیجه واکنش بین مذاب بالا آمده از گوشته اولیه با گوشته پریدوتیتی تهی شده و ته‌نشست انباشتی کانی کرومیت تشکیل شده‌اند. غلاف



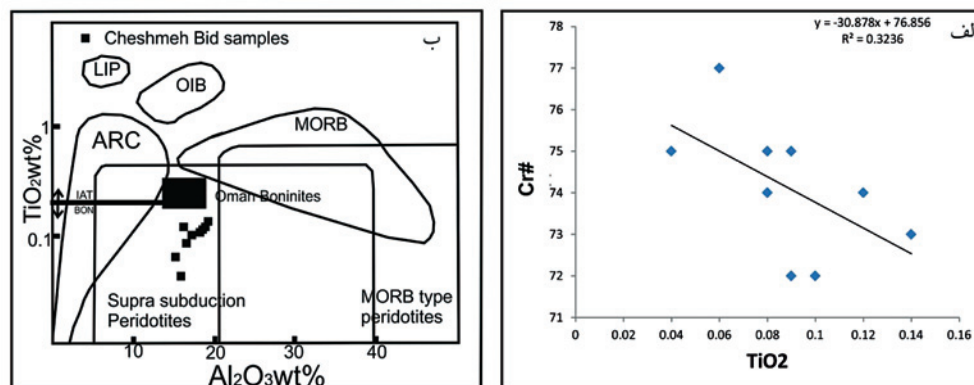
شکل ۱- الف) پراکندگی توده‌های افیولیتی ایران، موقعیت منطقه مورد مطالعه در افیولیت‌های ایران و ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، شکل با تغییرات از جاوید (۱۳۹۰).



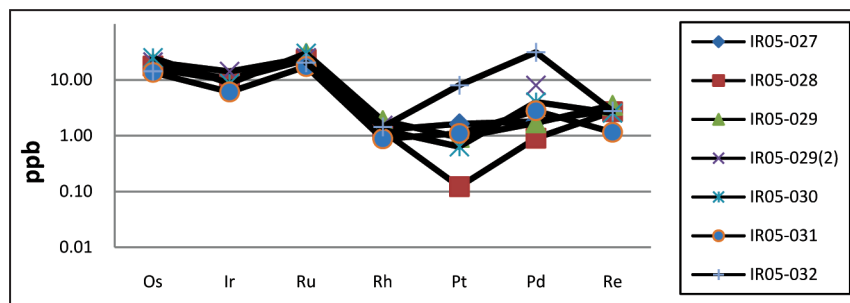
شکل ۲- الف) راندگی افیولیت‌ها بر روی آهک سروک؛ ب) نمونه کرومیت معدن چشمه‌بید؛ ج) کرومیت با بافت گرهکی؛ د) بلورهای پراکنده خودشکل کرومیت در بین الیون و پیروکسن؛ و) نوارهای شکنجی پیروکسن در هارزبورگیت؛ ه) دانه‌های ریز کالکوپریت (زرد رنگ) همراه با کرومیت (خاکستری).



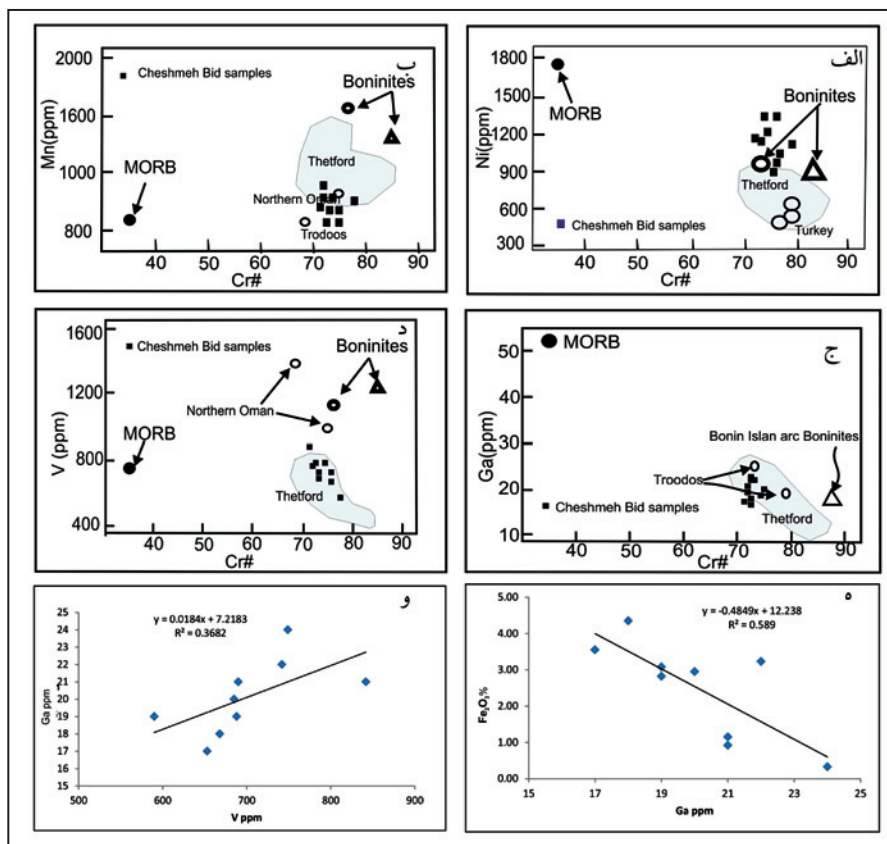
شکل ۳- الف) موقعیت نمونه‌های کرومیتی چشمه‌بید بر روی نمودار $Cr\#$ در برابر $Mg\#$ ؛ ب) موقعیت نمونه‌های کرومیتی چشمه‌بید بر روی نمودار TiO_2 در برابر $Cr\#$ (شکل الف با تغییرات از Agata, 1994 و شکل ب با تغییرات از Babien et al., 1998).



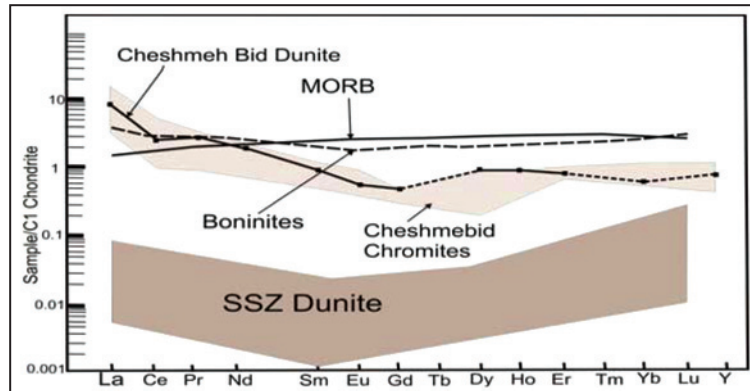
شکل ۴- الف) نمودار همبستگی منفی بین عدد کروم و TiO_2 نمونه‌های کرومیت معدن چشمه‌بید؛ ب) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (شکل با تغییرات از Kamenetsky et al., 2001). محدوده بونیت‌های عمان از Ishikawa et al. (2002).



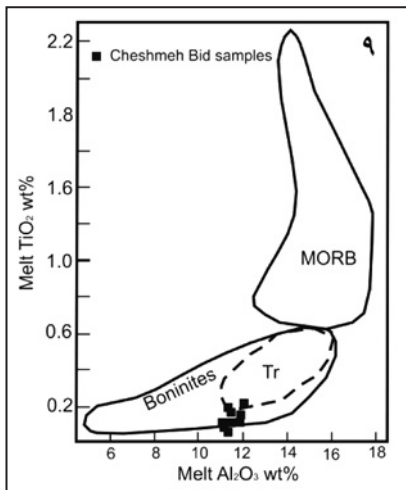
شکل ۵- توزیع غلظت عناصر PGE و Re نسبت به گوشته ابتدایی بالایی (UPM) کرومیت‌های چشمه‌بید (داده‌ها از Jannessary et al., 2012).



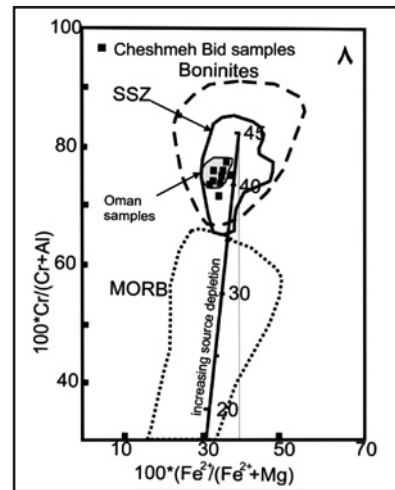
شکل ۶- نمودارهای عدد کروم در برابر عناصر کمیاب کرومیت. الف) نمودار عدد کروم در برابر نیکل؛ ب) نمودار عدد کروم در برابر منگنز؛ ج) نمودار عدد کروم در برابر گالیم؛ د) نمودار عدد کروم در برابر وانادیم. بر اساس شکل الف تا د عناصر کمیاب کرومیت‌های چشمه‌بید به کرومیت‌هایی با منشأ بونینیتی نزدیک است؛ ه) نمودار همبستگی منفی Ga در برابر Fe_2O_3 ؛ و) نمودار همبستگی مثبت V در برابر Ga. شکل الف تا د، محدوده کرومیت‌های تتفورد با تغییرات از Page & Barnes (2009)، محدوده بونینیت‌ها (Boninites) و بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) از Barnes & Roeder (2001)، محدوده کرومیت‌های تروُدوس از Paktunc & Cabri (1995)، محدوده کرومیت‌های شمال عمان از Arai & Yurimoto (1994).



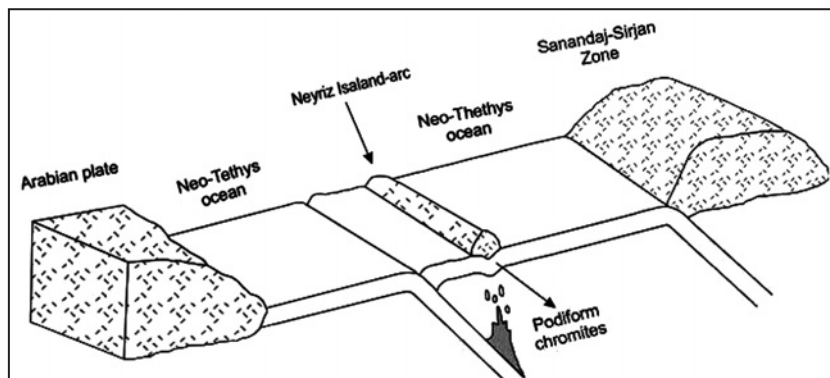
شکل ۷- نمودار توزیع REE در نمونه‌های کرومیت و دونیت معدن چشمه بید و مقایسه آن با MORB و بونیت‌ها و دونیت‌های زون بالای فرورانش (SSZ: Supra-Subduction Zone). دیگر داده‌ها از Caran et al. (2010). علامت نقطه‌چین در نمونه دونیتی مشخص‌کننده عناصر زیر حد تشخیص است.



شکل ۹- تعیین نوع مذاب اولیه بر روی نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 . با تغییرات از Page & Barnes (2009). محدوده کرومیت‌های تروُدوس (Tr) از Paktunc & Cabri (1995). محدوده بونیت‌ها و بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) از Barnes & Roeder (2001).



شکل ۸- موقعیت نمونه‌های کرومیتی چشمه‌بید بر روی نمودار $Cr\#$ در برابر $Fe\#$. با تغییرات از Page & Barnes (2009). محدوده کرومیتی با بافت گرهکی مربوط به زون بالای فرورانش کمان زاپن (SSZ) از Arai & Abe (1994). محدوده بونیت‌ها و بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) از Barnes & Roeder (2001).



شکل ۱۰- موقعیت زمین‌ساختی نیریز در زمان (کرتاسه پایینی تا میانی) تشکیل کرومیت‌های این منطقه، SSZ: Sanandaj-Sirjan Zone

جدول ۱- مقدار عناصر اصلی (%) و فرعی (ppm)، عدد کروم ($Cr\# = 100 * Cr / Cr + Al$)، عدد منیزیم ($Mg\# = 100 * Mg / Mg + Fe^{2+}$)، عدد آهن ($Fe\# = 100 * Fe / Mg + Fe^{2+}$) نمونه‌های کرومیت و دونیت معدن چشمه‌بید به همراه میانگین این مقادیر در معدن تنفورد کانادا (Page & Barnes, 2009).

Element	Ch1	Ch2	Ch3	Ch4	Ch5	Ch6	Ch7	Ch8	Ch9	Ch. Dunit	Thetford chromite
TiO ₂	0.14	0.09	0.08	0.12	0.08	0.06	0.04	0.10	0.09	0.09	0.06-0.018
Al ₂ O ₃	13.90	12.70	13.40	13.50	12.60	11.90	12.70	14.20	14.90	0.60	8-15
Cr ₂ O ₃	56.50	56.80	57.40	57.60	56.90	58.40	56.20	55.60	56.30	1.20	55-61
FeO _{tot}	15.81	16.72	16.26	15.64	15.73	16.18	14.10	13.92	14.46	7.85	14-18
FeO	12.91	13.53	13.60	12.87	11.65	13.64	13.06	13.09	14.17	-	12.2-16.7
Fe ₂ O ₃	3.23	3.55	2.95	3.08	4.53	2.82	1.15	0.92	0.33	-	2-5
MgO	14.10	13.40	13.60	14.20	14.68	13.20	12.80	13.20	12.90	>30	12-14.2
Formula units based on 32 oxygens and Fe ²⁺ /Fe ³⁺ assuming full site occupancy											
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.011-0.035
Al	4.12	3.82	3.98	3.98	3.75	3.60	3.97	4.35	4.50	0.25	2.17-3.97
Cr	11.22	11.46	11.43	11.39	11.35	11.83	11.78	11.43	11.40	0.33	11.3-12.0
Fe ³⁺	0.61	0.68	0.56	0.58	0.86	0.54	0.23	0.18	0.06	-	0.3-1
Fe ²⁺	2.72	2.89	2.87	2.70	2.47	2.93	2.90	2.85	3.04	-	2.8-3.7
Mg	5.28	5.10	5.10	5.29	5.52	5.04	5.06	5.11	4.93	21.03	4.3-5.2
V	742	653	685	688	668	466	690	842	749	32	419-573
Ga	22	17	20	19	18	19	21	21	24	8	13-26.5
Zn	49	50	22	33	47	38	84	61	52	37	275-563
Ni	1050	968	1210	1121	852	1010	1220	885	1067	2380	441-875
Mn	929	852	929	852	1007	1007	852	1084	697	929	1190-1963
Co	142	143	138	157	162	152	115	133	171	138	166-303
100Mg/Mg+Fe ²⁺	66	64	64	66	69	63	64	64	62	-	51-63
100Cr/Cr+Al	73	75	74	74	75	77	75	72	72	57	69-84
100Fe ²⁺ /Mg+Fe ²⁺	34	36	36	34	31	37	36	36	38	-	32.5-46.5

جدول ۲- مقدار عناصر (PGE) و (Re) کانسار چشمه‌بید (برحسب ppb) در کرومیت‌های پرعیارسازی شده (داده‌ها از Jennessary et al., 2012).

Method	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Re	Total	Pd/Ir	∑IPGE/∑PPGE	Ru/Pt
IR05-027	52.60	35.40	99.10	8.86	6.70	1.80	0.29	204.46	0.05	10.78	14.79
IR05-028	58.30	37.70	100.00	8.55	0.50	0.90	0.27	205.95	0.02	19.70	200.00
IR05-029	65.70	.n.a	128.00	13.04	3.80	1.70	0.35	212.24		10.45	33.68
IR05-029(2)	69.00	51.00	107.00	10.70	5>	8.00		245.70	0.16	12.14	
IR05-030	82.30	31.20	129.00	8.85	2.60	4.00	0.25	257.95	0.13	15.70	49.62
IR05-031	45.00	21.90	74.90	6.14	4.50	2.80	0.12	155.24	0.13	10.55	16.64
IR05-032	47.20	.n.a	87.20	10.04	32.80	31.15	0.28	208.39		1.82	2.66
AVG.	60.01	35.44	103.60	9.45	8.48	7.19	0.26	212.85	0.10	11.59	52.90

جدول ۳- مقدار عناصر REE حاصل از تجزیه نمونه‌های کرومیتی و دونیتی معدن چشمه‌بید (بر حسب ppm).

	Ch-Cr1	Ch-Cr2	Ch-Cr3	Ch-Cr4	Ch-Cr5	Ch-Cr6	Ch-Cr7	Ch-Cr8	Ch-Cr9	Cheshmehbid Dunit
La	1.7	0.9	1.3	2.4	2.6	1.6	0.7	1.3	2.7	2.2
Ce	2.1	<0.1	0.6	1.5	3.1	1.6	0.6	0.8	0.6	1.7
Pr	0.23	0.09	0.15	0.24	0.33	0.26	0.23	0.21	0.23	0.35
Nd	1	0.4	0.5	1.1	1	1	0.7	0.8	1.2	1.3
Sm	0.2	<0.1	<0.1	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3
Eu	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	0.05
Gd	0.09	<.05	<.05	0.09	0.09	0.1	<.05	0.06	0.04	0.12
Tb	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Dy	0.18	0.06	0.13	0.23	0.24	0.21	0.19	0.18	0.2	0.24
Ho	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.05
Er	0.17	0.13	<0.05	0.14	0.13	0.16	0.15	0.13	0.12	0.12
Tm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Yb	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Lu	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Y	1.8	<0.05	0.7	0.8	1.2	1.5	1.6	1.3	1.4	2

کتابنگاری

امامعلی‌پور، ع.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی و محیط زمین‌شناسی کرومیتیت‌های ناحیه الند از مجموعه افیولیتی خوی، شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، سال بیستم، شماره ۸۰، جاوید، ز.، ۱۳۹۰- مطالعات بافتی و ژئوشیمیایی کانسنگ‌های کرومیت چشمه‌بید (شمال غرب نیریز، استان فارس)، بخش زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه.

معاف‌پوریان، غ.، پورمعافی، م.، وثوقی‌عابدینی، م.، امامی، م.، جانثاری، م. و پارمن، اس.، ۱۳۸۸- بررسی سنگ‌زایی سنگ‌های فرابازی- بازی خاور فریمان، شمال خاور ایران، فصلنامه علوم زمین، سال هیجدهم، شماره ۷۲.

References

- Agata, T., 1994- the Asama igneous Complex: an ultramafic-mafic layered intrusion in the Mikabu greenstone belt, Sambagawa metamorphic terrain, *Lithos*, 33:241-263.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics* 229, 211-238.
- Arai, S. & Abe, N., 1994- Podiform chromitite in the arc mantle: Chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt, southwest Japan arc: *Mineralium Deposita*, v. 19, p. 434-438.
- Arai, S. & Yurimoto, H., 1994- Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 89, p. 1279-1288.
- Arai, S., 1992- Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry: *Mineralogical Magazine*, v. 56, p. 173-184.
- Babaie, H. A., Ghazi, A. M., Babaie, A., La-Tour, T. E. & Hassanipak, A. A., 2000- Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros crush zone, Neyriz, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 19 (1/2), 61-76.
- Babien, J., Shallo, M., Mankia, K. & Gega, D., 1998- The Shebenik massif (Albania): a link between MORB and SSZ type Ophiolites? *Ophioliti*, 23: 7-15.
- Barnes, S. J. & Roeder, P. L., 2001- The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, 42: 2279-2302.
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-Plutonic Episodes in Iran. In: *Geological Survey of Iran, Report 52*, pp. 566-593.
- Cameron, W. E., McCulloch, M. T. & Walker, D. A., 1983- Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 65, p. 75-89.

- Caran, S., Coban, H., Flower, M. F. J. & Yilmaz, K., 2010- Podiform chromite and mantle peridotites of the Antalya ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): Implications for partial melting and melt-rock interaction in oceanic and subduction-related setting. *Lithos* 114, 307-326.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinovitch, M., Moutte, J., Leblanc, M. & Prinzhofer, A., 1981- Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia: *Economic Geology*, v. 76, no. 4, p. 805-831.
- Dare, S. A. S., Pearce, J. A., McDonald, I. & Styles, M. T., 2008- Tectonic discrimination of peridotites using fO₂-Cr# and Ga-Ti-Fe^{III} systematics in chrome-spinel: *Chemical Geology*, v. 261, p. 199-216.
- Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andreani, M. & Hattori, K. H., 2010- In situ characterization of serpentinites from fore arc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology*, v. 269, p. 262-277.
- Dick, H. J. B. & Bullen, T., 1984- Chromian 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.
- Droop, G. T. R., 1985- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria *Mineralogical Magazine*, v. 51, p. 431-5.
- Economou-Eliopoulos, M., 1996- Platinum-group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: Implications for their exploration: *Ore Geology Reviews*, v. 11, p. 363-381.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2005- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences* xx (2005) 1-11.
- Ghazi, J. M., Moazzen, M., Rahgoshay, M. & Shafaii Moghadam, H., 2010- Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, Central Iran. *Journal of Geodynamics* 49, 261-270.
- Hatton, C. J. & Von Gruenewaldt, G., 1987- The geological setting and petrogenesis of the Bushveld chromitite layers, in Stowe, C.W., ed., *Evolution of chromium ore fields: New York, Van Nostrand Reinhold Company*, p. 109-143.
- Haynes, S. J. & Reynolds, P. H., 1980- Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement. *Nature* 283, 560-563.
- Ishikawa, T., Nagaishi, K. & Umino, S., 2002- Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc. *Geology* 30, 899-902.
- Ismail, S. A., Mirza, T. M. & Carr, P. F., 2010- Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 31-41.
- Jannessary, M. R., Melcher, F., Lodziak, J. & Meisel, T. C., 2012- Review of platinum-group element distribution and mineralogy in chromitite ores from southern Iran, *Ore Geology Reviews* 48, 278-305.
- Karipi, S., Tsikouras, B. & Hatzipanagiotou, K., 2006- The petrogenesis and tectonic setting of ultramafic rocks from Iti and Kallidromon Mountains, continental Central Greece: vestiges of the Pindos ocean, *Canadian Mineralogist*, 44(1), 267-287.
- 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*, v. 42, p. 655-671.
- Kelemen, P. B., Joyce, D. B., Webster, J. D. & Holloway, J. R., 1990- Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150°-1050°C and 5 Kb: *Journal of Petrology*, v. 31, p. 99-134.
- Maurel, C. & Maurel, P., 1982- Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles: *Bulletin de Minéralogie*, v. 105, p. 197-202.
- Maurel, C. & Maurel, P., 1983- Influence du fer ferrique sur la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. *Bull. Minér.* 106, 623-624.
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T. V. & Stumpel, E., 1997- Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, v. 38, p. 1419-1458.
- Mysen, B. O. & Kushiro, I., 1977- Compositional variations of coexisting phases with degrees of melting of peridotite in the upper mantle: *American Mineralogist*, v. 62, p. 843-865.
- Pagé, P., Bédard, J. H., Schroetter, J. M. & Tremblay, A., 2008- Mantle petrology and mineralogy of the Thetford Mines Ophiolite Complex: *Lithos*, v. 100, p. 255-292.
- Page, Ph. & 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, pp. 997-1018.
- Paktunc, A. D. & Cabri, L. J., 1995- A proton- and electron-microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel: *Lithos*, v. 35, p. 261-282.
- Prichard, H. M., Neary, C. R., Fisher, P. C. & O'Hara, M. J., 2008- PGE-rich podiform chromitites in the Al 'Ays Ophiolite Complex, Saudi Arabia-An example of critical mantle melting to extract and concentrate PGE: *Economic Geology*, v. 103, p. 1507-1529.
- Proenza, J. A., Gervilla, F., Melgarejo, J. C. & Bodinier, J. L., 1999- Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Econ. Geol.*, 94: 547-566.

- Proenza, J. A., Zaccarini, F., Lewis, J. F., Longo, F. & Garuti, G., 2007- Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic: *Canadian Mineralogist*, v. 45, p. 631–648.
- Rajabzadeh, M. A., Nazari Dehkordi, T. & Caran, S., 2012- Mineralogy, geochemistry and geotectonic significance of mantle peridotites with high-Cr chromitites in the Neyriz ophiolite from the outer Zagros ophiolite belts, Iran, *Journal of African Earth Sciences* 78, 1–15.
- Rajabzadeh, M. A., Ohnenstetter, R. M., Ohnenstetter, D. & Reisberg, L., 1998- Chrome and platinum-group element (PGE) mineralization in chromitites from the Assemion and Neyriz ophiolites, Zagros Belt, Iran. 8th International Platinum Symposium abstracts, The Geological Society of South Africa and The South African Institute of Mining and Metallurgy Symposium Series S18, pp. 343–345.
- Raymold, L., 2002- *Petrology, The study of igneous, metamorphic rocks*, second edition, Mc Graw-Hill Higher education Co. New York, USA. 88, 598p.
- Ricou, L. E., 1974- L'évolution géologique de la région de Neyriz (Zagros Iranian) et l'évolution structurale des Zagrides. Thèse, Université Paris-Sud, Orsay.
- Robinson, P., Zhue, T., Malpas, M. F. & Wen Ji Bai, J., 1997- Podiform chromites: their composition, origin and environment of formation, *Episodes*, V20, No.4, 247-252.
- Roeder, P. L. & Reynolds, L., 1991- Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts: *Journal of Petrology* v. 32, p. 909-934.
- Schroetter, J. M., Tremblay, A. & Bédard, J. H., 2005- Structural evolution of the Thetford-Mines Ophiolite Complex, CANADA, and its implications for origin of the southern Québec ophiolitic belt: *Tectonics*, v. 24, 20 p.
- Schulte, R. F., Taylor, R. D., Piatak, N. M. & Seal, R. R., 2010- Stratiform chromite deposit model: U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1232, 7 p.
- Shafaii Moghadam, H., Rahgoshay, M. & Forouzes, V., 2009- geochemical investigation of nodular chromites in the Forumad ophiolite, NE of IRAN, *Iranian Journal of Science & Technology, Transaction A*, Vol. 33, No. A1.
- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Science* 24, 405–417.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margin in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, pp. 873–887.
- Thayer, T. P., 1961- Application of geology in chromite exploration and mining, in *Symposium on chrome ore*, Ankara, Turkey, September 1960: Central Treaty Organization, p. 197–223.
- Thayer, T. P., 1964- Principle features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. *Econ. Geol.*, 59, 1497-1524.
- Zhou, M. F. & Robinson, P. T., 1994- High-Cr and high-Al podiform chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle: *International Geology Review*, v. 36, p. 678–686.

Using Mineralogy and Geochemistry of Cheshmeh-Bid Chromitites (Neyriz) for Determination of Tectonic Setting

B. Taghipour¹, M. Nejadhadad^{2*}, M.A. Makizadeh³, M. Noghreian⁴ & P.Rahimi⁵

¹ Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

² Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

⁴ Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

⁵ M.Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Received: 2013 September 01

Accepted: 2014 May 05

Abstract

Dunite and serpentized harzburgite from northwest of the Neyriz ophiolites are host rocks of some podiform chromite deposits in Cheshmeh-Bid area. These chromite deposits occurred as aligned massive lenses in various sizes. The most important ore textures are massive, nodular, layered and disseminated grains. These textures are good evidences of crystals settling during the process of magma cooling in the chamber. The mineralogical studies revealed that the pyroxene melting took place in the peridotite host rock and olivine is recrystallized in dunite envelope. Mineral chemistry of chromite indicates high Cr number (72-77), high Mg number (69-62) and low TiO₂ content (0.04-0.14 %) in chromite samples. These amounts are comparable with those chromitites, which are formed from the high partial melting rate of mantle. The medium amount of PGE determined about 212 ppb, which is much less than the Tang-e-Hana chromite (1556 ppb) deposits. The trace element content of chromite samples and dunite envelope like Ga, V, Zn, Co, Ni and Mn are between 17-24, 466-842, 852-1048, 22-84, 115-171, and 852-1220 ppm respectively. The U shape of REY pattern indicates the interaction of high volatile and REE bearing melt (boninitic source of parent magma) with host rock. Therefore, the Cheshmeh-Bid chromite resulted likely from the intrusion of boninitic magma of primary mantle with high partial melting in the peridotite host rock. The geotectonic setting is above supra-subduction zone of island arc.

Keywords: Chromitites, Boninitic Magma, Supra-Subduction Zone, Cheshmeh Bid Mine, Neyriz.

For Persian Version see pages 63 to 74

*Corresponding author: M. Nejadhadad; E-mail: nejadhadad_geo86@yahoo.com