

## روابط صحرایی، ژئوشیمی و خاستگاه ژئودینامیکی نهشته‌ی کرومیتی معدن بندان (شرق ایران)

مرتضی دلاوری<sup>\*</sup>، صدرالدین امینی<sup>۱</sup>، امیلیو ساکانی<sup>۲</sup>

۱- تهران، دانشگاه تربیت معلم تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

۲- ایتالیا، فرارا، دانشگاه فرارا، دپارتمان علوم

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۱/۲۸، نسخه نهایی: ۸۹/۵/۳۰)

**چکیده:** معدن بندان اصلی‌ترین ذخیره‌ی کرومیتی در زون چوش خورده‌ی سیستان (شرق ایران) است. توده‌های کرومیتی به صورت ساختارهای ورقه‌ای تا عدسی شکل تظاهر داشته و با پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیشتر دونیتی تا هارزبورژیته می‌شوند. رابطه‌ی کرومیتیت- سنگ میزبان مشابه با کرومیت‌های نوع آلپی با حضور یک غشای دونیتی پیرامون توده‌های کرومیتی مشخص می‌شود. کرومیت‌ها بیشتر بافت توده‌ای تا افشان و نیز برشی دارند. شیمی کرومیت‌ها میزان  $TiO_2$  کم (کمتر از ۰/۲ درصد وزنی) در گستره‌ی کرومیت‌های افیولیتی نشان داده و نسبت  $Cr/Fe$  بیشتر از ۲ است. مقدار  $Cr\# = Cr \times 100 / (Cr + Al)$  در گستره‌ی تقریبی ۵۰ تا ۵۲ آن‌ها را در گروه کرومیت‌های  $Al$ -بالا قرار داده و ترکیب محاسباتی شیمی ماگمای مادر با میزان  $Al_2O_3$  و نسبت  $FeO/MgO$  به ترتیب حدود ۱۵ تا ۱۶ درصد وزنی و ۱/۱ تا ۱/۲ اشاره به سرشت نوع MORB (Mid-ocean ridge basalt) دارد. با اینکه درباره خاستگاه ژئودینامیکی کرومیت‌های  $Al$ -بالا تردید وجود دارد ولی بنابر شواهد سنگ‌شناسی- ژئوشیمیایی در توالی گوشته- پوسته افیولیتی، امکان ارتباط فرایند تشکیل کرومیت به جایگاه بالای زون فرورانش وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: کرومیت انبانه‌ای، نوع  $Al$ -بالا، معدن بندان، شرق ایران.

## مقدمه

گروه نوع آلپی هستند [۳]. در ایران، مناطقی که در حال حاضر در آن‌ها معادن در حال بهره‌برداری کرومیت وجود دارد شامل سبزوار، فاریاب، اسفندقه، نیریز و نقاطی در شرق ایران است. معدن کرومیت بندان اصلی‌ترین ذخیره کرومیت در شرق ایران است و به همین دلیل در این مطالعه اختصاصات صحرایی و ژئوشیمیایی آن مورد بحث قرار گرفته است. جایگاه ژئودینامیک کرومیت‌های انبانه‌ای نیز از نظر ارتباط آن با جایگاه "MOR" [۱] یا "SSZ" [۴] در سال‌های اخیر بحث‌های فراوانی بدنبال داشته است که در این پژوهش اشاره شده است.

کانسارهای کرومیتی مشتمل بر دو نوع آلپی (انبانه‌ای) و نوع لایه‌ای هستند. ذخایر نوع آلپی نسبت به نوع لایه‌ای با حجم کمتر و غالباً به شکل نامنظم و گاهی با دگرشکلی شدید بیشتر درون سنگ میزبان پریدوتیت گوشته‌ای قرار می‌گیرند [۱]. در عوض ذخایر نوع لایه‌ای با حجم گسترده‌تر و غالباً به صورت لایه‌های منظم حاصل از جدایش از ماگمای مادر گابرویی مثل همبافت بوشولد هستند [۲]. کانسارهای کرومیتی ایران همگی در مجموعه‌های افیولیتی و افیولیت ملانژها واقع شده و بدین ترتیب مشابه دیگر کانسارهای مناطق افیولیتی در عمان، ترکیه و منطقه‌ی بالکان عموماً شکل نامنظم و غیرلایه‌ای داشته و از

1- Mid-Ocean Ridge

2- Supra-subduction zone

## روش بررسی

نخست از نمونه‌ها مقاطع نازک صیقلی تهیه شدند و بررسی‌های سنگ‌شناسی صورت گرفت. پس از انتخاب برخی نمونه‌ها برای بررسی‌های ژئوشیمیایی، تعیین شیمی عناصر اصلی کانی‌ها به روش EPMA<sup>۳</sup> با استفاده از دستگاه Cameca CAMEBAX در موسسه ژئوساینس و ژئوریزورس شهر پادوا ایتالیا انجام شده است. در این روش شتاب ولتاژ حدود ۱۵ کیلو الکترون ولت و جریان نمونه حدود ۲۰ میکرو آمپر با زمان ۱۰۰ ثانیه به کار برده شد. برای استاندارد نیز اکسیدها و کانی‌های طبیعی و ترکیبی مورد استفاده قرار گرفتند. دقت آنالیز (۲۵) برای عناصر با گستره‌ی تمرکز بین ۱۰ تا ۲۰ درصد وزنی بهتر از  $\pm 2\%$ ، برای عناصر با گستره‌ی تمرکز بین ۲ تا ۱۰ درصد وزنی بهتر از ۵٪ و برای عناصر با گستره‌ی تمرکز بین ۰.۵ تا ۲ درصد وزنی بهتر از ۱۰٪ است.

## بحث و بررسی

## زمین‌شناسی ناحیه‌ای و اختصاصات صحرائی

معدن بندان در حدود ۸۵ کیلومتری نهبندان در مسیر نهبندان-زابل قرار گرفته است (در فاصله ۱۲ کیلومتری غرب روستای بندان)، و موقعیت جغرافیایی آن  $31^{\circ} 18'$  عرض شمالی و  $60^{\circ} 40'$  طول شرقی است. از دیدگاه زمین‌شناسی ناحیه‌ای این منطقه در زون جوش‌خورده‌ی سیستان (زمین‌درز سیستان)<sup>۴</sup> [۶،۵] قرار می‌گیرد که تشکیل‌دهنده‌ی نوار کوهستانی بین بلوک‌های قاره‌ای لوت در غرب و افغان در شرق با طول حدود ۸۰۰ کیلومتر در راستای شمال-جنوب و عرض ۲۰۰ کیلومتر است. برنزده‌های افیولیتی میزبان توده‌های کرومیتی در زمین‌درز سیستان، باقیمانده‌های لیتوسفر اقیانوسی حوضه‌ی سیستان است. این حوضه‌ی اقیانوسی حداقل از کرتاسه تحتانی وجود داشته و سپس تحت تأثیر حرکت‌های نزدیک شونده بین بلوک‌های لوت و افغان قرار گرفت [۸،۷]. با اینکه حوضه‌ی سیستان در ائوسن بسته شده است ولی جای‌گیری افیولیت‌ها پیش از آن و در پایان کرتاسه انجام شده است [۶،۵]. بر اساس بررسی انجام شده در سنگ‌های افیولیتی زون جوش‌خورده‌ی سیستان (مجموعه

افیولیتی نهبندان)، پریدوتیت‌های گوشته‌ای با درجات تهی‌شدگی متفاوت تشکیل دهنده‌ی طیفی از هارزبورژیت تا کلینوپیروکسن-هارزبورژیت هستند و ژئوشیمی آن‌ها با شکل-گیری و تنوع خاستگاه "MOR" تا "SSZ" همخوانی دارد. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد توالی پوسته‌ای نوع MORB<sup>۵</sup> در، واقع نشان‌دهنده‌ی بخش‌های باقیمانده‌ای از شبه‌چینه‌نگاشتی بهم‌ریخته پوسته‌ی اقیانوسی حاصل شده در پشته‌ی میان اقیانوس است و مکمل گوشته‌ای این توالی پریدوتیت‌های کلینوپیروکسن-هارزبورژیتی هستند. حضور واحد سنگ‌چینه‌ای از نوع افیولیت SSZ شاخص، مثل هارزبورژیت گوشته‌ای تهی‌شده، و مجموعه‌های وبستریت-پیروکسنیت-گابرونوریت، نشان دهنده‌ی فرورانش توأم با گسترش یک قوس درون اقیانوسی در حوضه‌ی سیستان (به احتمال پس از زمان آلبین) است. با اینکه سنگ‌های آتشفشانی شبه‌بونینیتی (یعنی سنگ‌های آتشفشانی تهی‌شده از Ti) در مجموعه افیولیتی نهبندان یافت نشد، ولی تقریباً تمام کلینوپیروکسن-هارزبورژیت‌ها دارای غنی‌شدگی LREE مشابه پریدوتیت‌های گوشته‌ای دگرنهاد شده در اثر شاره‌های SSZ بوده و نشان‌دهنده‌ی خاستگاه گوشته‌ای شاخص ماگماتیسیم بونینیتی هستند. توأم با این هارزبورژیت‌های تهی‌شده همبافت افیولیتی نهبندان شبیه گوشته‌ی دیرگداز پس از خروج ماگما‌های با خصلت بونینیتی است. شکل‌گیری‌های گوشته‌ای مشاهده شده در واقع حاصل بالآمدن و ذوب کاهش فشاری یک گوشته‌ی تهی‌شده دیرگداز MORB است که متأثر از شاره‌های آزادشده از آبزداپی لیتوسفر فرورانده در ناحیه‌ی گوه-ی گوشته‌ای غنی‌شدگی LREE حاصل کرده است. در پایان کرتاسه حرکت‌های کششی در قوس درون اقیانوسی به نظر می‌رسد که به حرکت‌های فشارشی تغییر ماهیت داده که باعث پایان فعالیت ماگمایی قوسی شده و لیتوسفر اقیانوسی نوع MORB و SSZ در ملانژ-منشوربهم افزوده، مجموعه افیولیتی نهبندان محبوس شده است [۷-۹].

پریدوتیت‌های گوشته‌ای در زون جوش‌خورده‌ی سیستان در برخی نقاط، میزبان توده‌های کرومیتی هستند. در معدن بندان توده‌های کرومیتی عموماً به صورت ساختارهای ورقه‌ای

3 -Electron microprobe analysis

4 -Sistan suture zone

5- Mid-Ocean Ridge Basalt

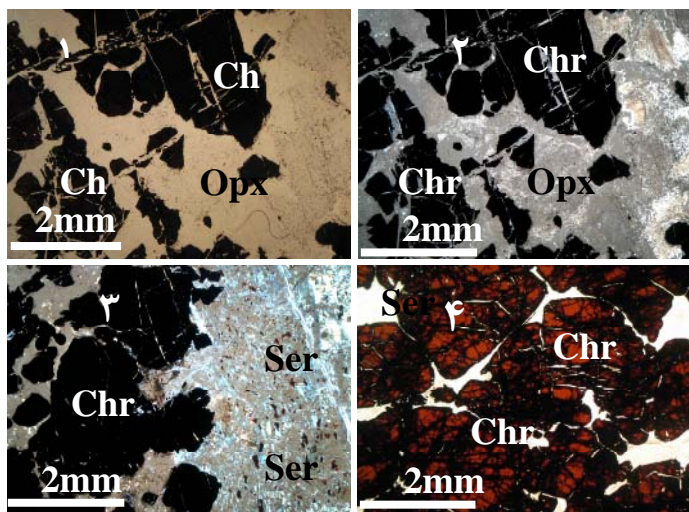
مشابهی با کرومیت‌های انبانه‌ای دارند.

در افیولیت‌ها نهشته‌های کرومیتی با یک قاعده کلی در شکل‌های مختلف غالباً در بالای افق‌های گوشته‌ی فوقانی نزدیک مرز گوشته - پوسته و یا به اصطلاح در زون انتقالی موهو جایگیری می‌کنند [مثلاً ۱۱ و ۱۲] گرچه در برخی موارد نیز به صورت دانه‌های پراکنده یا لایه‌ای در کومولاهای قاعده پوسته تجمع انباشته می‌شوند [۱]. در معدن بندان پیش از این ژنز کرومیت‌ها به تشکیل آن‌ها همزمان با کومولاهای اولترامافیک در زیر گابروهای لایه‌ای عنوان شده است [۱۳]. برخلاف این، داده‌های حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که سنگ میزبان کرومیتیت شامل طیفی از دونیت-هارزبورژیت گوشته‌ای است که در بررسی‌های سنگ‌شناسی به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۲ تصاویر ۱ و ۲ و ۳). از طرف دیگر بررسی کومولاهای اولترامافیک دونیتی که با برخوردگاه تکتونیکی با معدن بندان همجوار است، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها فاقد هرگونه اثری از کرومیت هستند. در نتیجه این تصور که دانه‌های کرومیتی ممکن است در توالی پوسته‌ای تشکیل شده باشند قابل قبول نیست.

تا عدسی‌شکل با برخوردگاه کم و بیش تیز (شکل ۱ تصویر ۲) یا نامنظم (شکل ۱ تصویر ۳) درون پریدوتیت گوشته‌ای قرار دارند. ضخامت توده‌های ورقه‌ای شکل کرومیتیت تا حدود ۲ متر نیز می‌رسد. این ساختارها ممکن است اولیه باشند و یا به دلیل اختلافات رئولوژیک بین کرومیت و سنگ میزبان سرپانتینیزه کرومیت‌ها در زون‌های گسله انباشته شدند که در این صورت سمت‌گیری ترجیحی نهشته‌ها از روند عمومی گسل‌های هر منطقه پیروی می‌کند [۱۰]. در معدن بندان ارتباط اولیه کرومیتیت-سنگ میزبان در پاره‌ای اوقات به دلیل عملکرد فرایندهای زمین‌ساختی از جمله گسل‌خوردگی‌های شدید و نیز واکنش‌های متفاوت توده‌های کرومیتی نسبت به سنگ میزبان سرپانتینیزه در مقابل تنش اعمال شده دستخوش تغییراتی شده است. هنگام جایگیری یا بالا آمدن افیولیت و آشفته‌گی‌های زمین‌ساختی همراه آن، در افیولیت‌ملازها غالباً نظم ساختاری از حالت سالم اولیه دور می‌شود لذا چنین پدیده‌ای بطور گسترده در توالی چینه‌سنگی افیولیت‌ها دیده می‌شود. ولی در صورتی که دگرشکلی‌های ساختاری تغییرات زیادی اعمال نکرده باشند توده‌های کرومیتی درون یک غشای دونیتی ظاهر می‌شوند که از این لحاظ ویژگی‌های صحرایی



شکل ۱ ویژگی‌های صحرایی توده‌های کرومیتی معدن بندان. پیکان‌ها توده‌های کرومیتی ورقه‌ای-عدسی‌شکل درون سنگ میزبان پریدوتیت گوشته‌ای را نشان می‌دهند. در تصویر ۲ برخوردگاه تیز و صفحه‌ای کرومیتیت-پریدوتیت واضح است در صورتی که در تصویر ۳ مرز آنها نامنظم و زمین‌ساختی است.



شکل ۲ و ۱ ۲ پراکندگی دانه‌های کرومیت درون سنگ میزبان هارزبورژیتی کاملاً سرپانتینی. با اینکه پریدوتیت کاملاً سرپانتینی شده است ولی از روی دگرنهادی باستی می‌توان فاز اولیه (ارتوپیروکسن) را تشخیص داد (۱ و ۲ به ترتیب در PPL و XPL). ۳- غشای دونیتی کاملاً سرپانتینیزه دربرگیرنده توده‌ی کرومیتی. XPL. ۴- دانه‌های کرومیت ساب‌هدرال با آثار گردشگی و شکستگی‌های کاناکلاستیک در مقطع نازک صیقلی. سرپانتین (رنگ روشن) پرکننده فضای بین دانه‌های کرومیت است. PPL. Chr: کرومیت؛ Opx: ارتوپیروکسن؛ Ser: سرپانتین).

#### ویژگی‌های بافتی

شکل گرفته‌اند. دونیت‌های میزبان کرومیت‌های انبانه‌ای در افیولیت عمان نیز بافت‌های حاصل از باروری دوباره نشان می‌دهند [۱۵]. در مباحث ژنتیکی این پدیده تقویت‌کننده‌ی تشکیل کرومیت‌ها بر اثر واکنش ماگما-سنگ گوشته‌ای است. برخی توده‌های کرومیتی نیز با پریدوتیت هارزبورژیتی میزبانی شده و برخوردگاه تیزی بین آنها و هارزبورژیت وجود ندارد (شکل ۲ تصاویر ۱ و ۲). در کرومیت‌های توده‌ای اندازه‌ی تک‌دانه‌های کرومیت اغلب در حد ۲ تا ۳ میلی‌متر و کوچکتر از آن است و شکل‌های مختلفی همچون نیمه‌شکلدار و بی‌شکل با آثار گردشگی نشان می‌دهند (شکل ۲ تصویر ۴). در اینها کرومیت‌ها کاملاً به صورت متراکم قرار گرفته‌اند و با اختصاص دادن بیش از ۹۰ درصد حجمی سنگ به خود، فضای بین بلوری اندکی برای حضور فازهای سیلیکاتی (سرپانتین) برجای می‌گذارند. در کرومیت‌های افشان نیز به صورت ریخت-های نیمه‌شکلدار و بی‌شکل مورفولوژی‌های ساب‌هدرال و آن‌هدرال گوشه‌دار دیده می‌شوند که اندازه‌هایی کمتر از ۱ میلی‌متر تا بیش از ۳ میلی‌متر دارند. حجم کرومیت در کرومیت‌های افشان ممکن است به کمتر یا بیش‌تر از ۵۰ درصد برسد که در فضای بین کانی‌های سیلیکاتی (اغلب الیوپن و به مقدار کمتر ارتوپیروکسن باستی شده) پراکنده شده‌اند. کرومیت‌های افشان در یک حالت تدریجی ممکن است به

نهشته‌های کرومیتی تنوعی از شکلهای بافتی، بیشتر توده‌ای تا افشان نشان می‌دهند. دانه‌های کرومیت در پاره‌ای اوقات نیز تحت فشارهای زمین ساختی خرد شده و بافت برشی با شکستگی‌های کاناکلاستیک دارند. از جنبه ویژگی‌های میکروسکوپی، کرومیت‌های توده‌ای در بستر کم‌حجمی از سرپانتینیت قرار گرفته‌اند (شکل ۲ تصویر ۴). با اینکه گاهی سرپانتینی شدن کاملاً آثار بافتی فاز قبلی را از بین برده است ولی به نظر می‌رسد این خمیره عموماً دونیتی باشد. علاوه بر این دونیت به صورت یک غشای دربرگیرنده توده کرومیتی در مقیاس میکروسکوپی نیز دیده می‌شود (شکل ۲ تصویر ۳). این غشاهای دونیتی در کرومیت‌های افیولیتی عموماً با فاصله گرفتن از توده‌ی کرومیتی به هارزبورژیت و کلینوپیروکسن-هارزبورژیت/الرزولیت تبدیل می‌شوند [مثلاً ۱۴]. دونیت‌های حاشیه‌ی توده‌های کرومیتی گاهی با حجم بالایی از پلاژیوکلاز دگرسان (۲۰ تا ۳۰ درصد) و کلینوپیروکسن سالم تا نسبتاً دگرسان (حدود ۳ درصد) منظره‌ی تروکتولیتی بخود گرفته‌اند. ویژگی‌های بافتی این سنگ‌ها شباهت زیادی به دونیت‌های بارور شده<sup>۶</sup> دارند، یعنی فازهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن پس از تشکیل دونیت‌ها دستخوش تقابل با یک ماگمای مافیک

6- Impregnated dunite

انبانه‌ای نوع Al-بالا قرار می‌دهد. بر همین اساس  $Cr\# = Cr / (Cr + Al) \times 100$  میزان بالایی نداشته و حداکثر به ۵۱٫۸۵ می‌رسد (۴۹٫۸۹-۵۱٫۸۵). مقدار FeO و MgO تغییرات اندکی دارند و درصد وزنی آنها به ترتیب ۱۳٫۵۹ تا ۱۵٫۰۳ و ۱۳٫۴۱ تا ۱۴٫۸۶ هستند و  $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+}) \times 100$  در نمودار  $Cr\#$  روی  $Mg\#$  نیز کرومیت‌ها در گستره‌ی کرومیت‌های انبانه‌ای قرار گرفته (شکل ۳-۱) و به نسبت تغییرات ترکیبی که کرومیت‌های انبانه‌ای نشان می‌دهند (تغییرات  $Cr\#$  از حدود ۲۰ تا ۸۰) ترکیب میانه‌ای دارند. همچنین نسبت  $Cr/Fe$  بالاتر از ۲ است ( $Cr/Fe = ۲٫۶۷ - ۲٫۴۱$ ). لذا با توجه به شاخص‌هایی که در کاربرد کرومیت‌ها مورد نظر است بدلیل  $Cr_2O_3$  پایین برای صنایع متالورژی [فلزگری] مناسب نبوده و بخاطر نسبت  $Cr/Fe$  بالا مورد استفاده در صنایع شیمیایی نیست، و به همین دلیل برای صنایع نسوز قابل کاربردند.

کرومیت‌های توده‌ای تغییر یابند. کرومیت‌های نودولار با دانه‌های کرومیتی کروی یا بیضوی و بافت‌های نواری کمتر دیده می‌شوند.

### ویژگی‌های شیمیایی

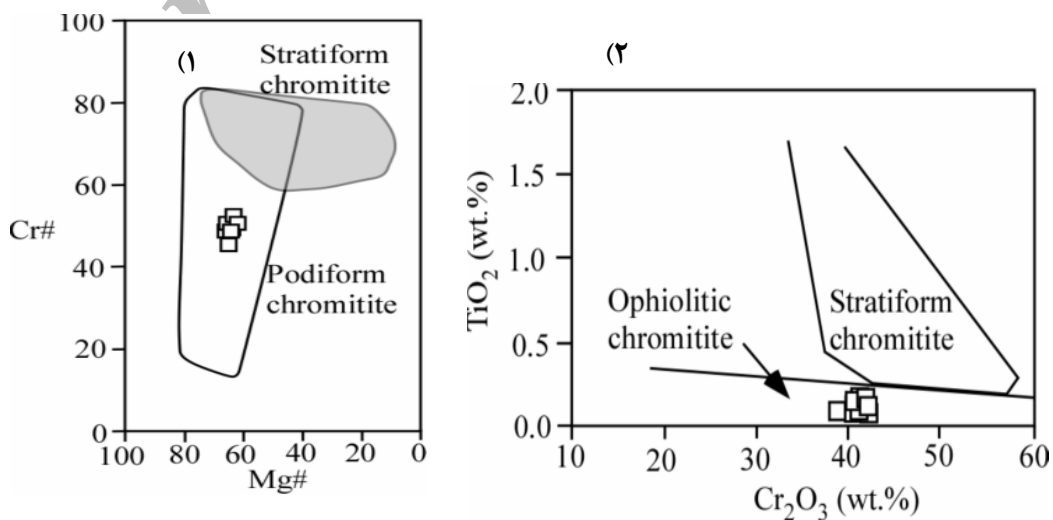
ترکیب شیمیایی کرومیت‌ها در جدول ۱ ارائه گردیده است. تغییرات شیمیایی به طور کلی گستره‌ی اندکی دارند. مقدار  $TiO_2$  در گستره‌ی کرومیت‌های افیولیتی است و از ۰٫۲ درصد وزنی تجاوز نمی‌کند (۰٫۱۷-۰٫۰۷ wt.%) (شکل ۳-۲). علاوه بر این در مقایسه با کروم-اسپینل‌های برجای‌مانده درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای ( $TiO_2 = ۰٫۰۱ - ۰٫۰۷$  wt.%) [۷]، در توده‌های کرومیتی  $TiO_2$  بالاتر بوده و دارای گستره تغییرات متفاوتی است. این فاکتور به سادگی خاستگاه برجای‌مانده را نفی می‌کند، و در نتیجه نشان دهنده‌ی خاستگاه ماگمایی کرومیت‌ها است. تغییرات  $Al_2O_3$  و  $Cr_2O_3$  به ترتیب بین ۲۵٫۹ تا ۳۰٫۸۱ و ۳۹٫۰۴ تا ۴۳٫۳۲ درصد وزنی هستند. بالا بودن مقدار  $Al_2O_3$  این نهشته‌ها را در گستره‌ی کرومیت‌های

جدول ۱ داده‌های آنالیز ریز پردازش کرومیت. a.p.f.u. بر اساس ۳ کاتیون و ۴ آنیون. محاسبه  $Fe_2O_3$  به روش [۱۷].

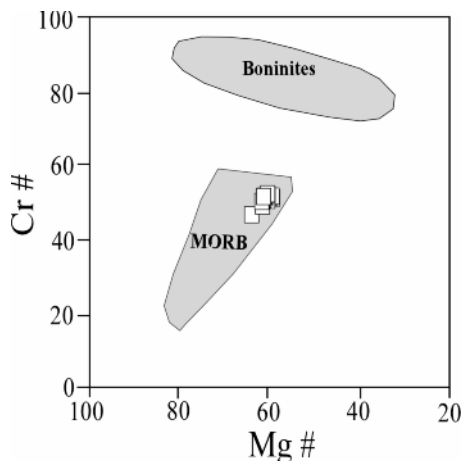
Sam.	40-40-1								40-40-2							
	E ۳۱° ۱۸' ۰۶.۳۲" N ۶۰° ۴۰' ۳۸.۵۷"								E ۳۱° ۱۸' ۰۶.۷۳" N ۶۰° ۴۰' ۳۶.۵۸"							
Loc.																
Min.	1sp1	1sp2	1sp3	1sp4	1sp5	1sp6	1sp7	1sp8	1sp9	1sp10	2sp4	2sp5	2sp6	2sp7	2sp8	2sp9
SiO <sub>2</sub>	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵
TiO <sub>2</sub>	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۱۷	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۴
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۷٫۳۱	۲۷٫۴۷	۲۷٫۵۴	۲۷٫۶۶	۲۷٫۴۰	۲۶٫۸۵	۲۷٫۴۸	۲۷٫۱۳	۲۷٫۱۰	۲۷٫۶۲	۲۶٫۹۱	۲۷٫۱۰	۲۶٫۹۶	۲۶٫۸۴	۲۶٫۷۴	۲۶٫۸۴
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۴۲٫۰۴	۴۱٫۳۰	۴۰٫۹۹	۴۲٫۴۸	۴۱٫۲۶	۴۱٫۲۷	۴۱٫۸۴	۴۲٫۲۸	۴۱٫۰۲	۴۳٫۳۲	۴۲٫۴۲	۴۲٫۳۶	۴۲٫۴۷	۴۳٫۰۸	۴۱٫۸۴	۴۱٫۸۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱٫۸۱	۲٫۱۴	۱٫۹۷	۰٫۸۱	۱٫۵۵	۲٫۴۶	۱٫۳۹	۱٫۷۷	۱٫۸۹	۱٫۰۵	۱٫۶۷	۰٫۸۷	۰٫۵۴	۱٫۵۸	۱٫۶۰	۲٫۲۸
FeO	۱۴٫۱۲	۱۳٫۹۸	۱۴٫۳۳	۱۵٫۰۳	۱۴٫۱۹	۱۳٫۶۶	۱۴٫۷۰	۱۴٫۱۴	۱۳٫۶۵	۱۴٫۴۷	۱۴٫۵۶	۱۴٫۶۶	۱۵٫۱۳	۱۴٫۵۵	۱۴٫۵۰	۱۴٫۱۵
MnO	۰٫۱۶	۰٫۲۶	۰٫۲۲	۰٫۲۹	۰٫۱۶	۰٫۲۷	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۲۰	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۱۶	۰٫۲۶	۰٫۲۶
MgO	۱۴٫۴۹	۱۴٫۴۰	۱۴٫۱۲	۱۴٫۰۰	۱۴٫۱۷	۱۴٫۵۴	۱۴٫۰۵	۱۴٫۵۴	۱۴٫۴۹	۱۴٫۵۵	۱۴٫۱۲	۱۳٫۸۵	۱۳٫۵۴	۱۴٫۳۲	۱۳٫۹۸	۱۴٫۲۹
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
NiO	۰٫۲۰	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۱	۰٫۲۳	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۱۸
Total	۱۰۰٫۳۳	۹۹٫۷۶	۹۹٫۵۳	۱۰۰٫۷۱	۹۹٫۰۵	۹۹٫۴۱	۱۰۰٫۱۳	۱۰۰٫۷۰	۹۸٫۹۳	۱۰۱٫۶۷	۱۰۰٫۳۲	۹۹٫۳۷	۹۹٫۲۶	۱۰۰٫۷۳	۹۹٫۰۸	۱۰۰٫۰۰
Si	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱
Ti	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Al	۰٫۹۶۴	۰٫۹۷۵	۰٫۹۸۰	۰٫۹۷۲	۰٫۹۷۸	۰٫۹۵۸	۰٫۹۷۲	۰٫۹۵۵	۰٫۹۶۹	۰٫۹۶۱	۰٫۹۵۳	۰٫۹۶۶	۰٫۹۶۳	۰٫۹۴۷	۰٫۹۵۸	۰٫۹۵۴
Cr	۰٫۹۹۵	۰٫۹۸۴	۰٫۹۷۹	۱٫۰۰۱	۰٫۹۸۸	۰٫۹۸۸	۰٫۹۹۳	۰٫۹۹۸	۰٫۹۸۳	۱٫۰۱۱	۱٫۰۰۸	۱٫۰۱۳	۱٫۰۱۸	۱٫۰۱۹	۱٫۰۰۶	۰٫۹۹۷
Fe <sup>3+</sup>	۰٫۰۴۱	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۵	۰٫۰۱۸	۰٫۰۳۵	۰٫۰۵۶	۰٫۰۳۱	۰٫۰۴۰	۰٫۰۴۳	۰٫۰۲۳	۰٫۰۳۸	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۶	۰٫۰۵۱
Fe <sup>2+</sup>	۰٫۳۵۲	۰٫۳۵۰	۰٫۳۶۰	۰٫۳۷۴	۰٫۳۵۸	۰٫۳۴۴	۰٫۳۶۸	۰٫۳۵۱	۰٫۳۴۴	۰٫۳۵۶	۰٫۳۶۴	۰٫۳۷۰	۰٫۳۸۳	۰٫۳۶۳	۰٫۳۶۷	۰٫۳۵۵
Mn	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷
Mg	۰٫۶۴۷	۰٫۶۴۷	۰٫۶۳۶	۰٫۶۲۲	۰٫۶۴۰	۰٫۶۵۶	۰٫۶۲۹	۰٫۶۴۸	۰٫۶۵۵	۰٫۶۴۰	۰٫۶۳۳	۰٫۶۲۴	۰٫۶۱۲	۰٫۶۳۹	۰٫۶۳۴	۰٫۶۴۳
Ca	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Ni	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴
Total	۳٫۰۱۳	۳٫۰۱۶	۳٫۰۱۵	۳٫۰۰۶	۳٫۰۱۲	۳٫۰۱۸	۳٫۰۱۰	۳٫۰۱۳	۳٫۰۱۴	۳٫۰۰۸	۳٫۰۱۲	۳٫۰۰۶	۳٫۰۰۴	۳٫۰۱۲	۳٫۰۱۲	۳٫۰۱۷
Cr#	۵۰٫۸۰	۵۰٫۲۱	۴۹٫۹۶	۵۰٫۷۵	۵۰٫۲۵	۵۰٫۷۷	۵۰٫۵۳	۵۱٫۱۱	۵۰٫۳۸	۵۱٫۲۷	۵۱٫۴۰	۵۱٫۱۹	۵۱٫۳۸	۵۱٫۸۵	۵۱٫۲۱	۵۱٫۱۰
Mg#	۶۴٫۷۷	۶۴٫۸۶	۶۳٫۸۵	۶۲٫۴۶	۶۴٫۱۳	۶۵٫۶۴	۶۳٫۱۰	۶۴٫۸۲	۶۵٫۵۴	۶۴٫۲۷	۶۳٫۴۷	۶۲٫۷۹	۶۱٫۵۰	۶۳٫۷۹	۶۳٫۳۲	۶۴٫۴۳

ادامه جدول ۱

Sam.	4-41																
Loc.	۶۰°۴۰'۳۷,۸۵" E ۳۱°۱۸'۰۷,۷۸" N																
Min.	2sp10	3sp2	3sp3	3sp5	3sp6	3sp7	3sp8	3sp9	3sp10	3sp11	3sp12	3sp13	3sp15	3sp16	3sp17	3sp18	
SiO <sub>2</sub>	۰,۰۹	۰,۰۶	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۱۱	۰,۰۴	۰,۱۷	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۱۳	۰,۲۱	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۷	
TiO <sub>2</sub>	۰,۱۳	۰,۰۸	۰,۱۱	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۱۲	۰,۱۰	۰,۱۳	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۱۵	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۶,۸۲	۲۶,۷۴	۲۶,۸۰	۲۷,۴۸	۲۷,۴۲	۲۶,۹۲	۲۶,۴۶	۲۶,۸۴	۲۷,۱۱	۳۰,۸۱	۲۵,۹۲	۲۷,۵۲	۲۶,۹۵	۲۶,۹۶	۲۷,۰۷	۲۶,۹۳	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۴۱,۹۷	۴۱,۱۸	۴۱,۵۵	۴۲,۰۲	۴۱,۹۳	۴۲,۳۹	۴۰,۸۱	۴۱,۰۱	۴۲,۰۷	۳۹,۰۴	۴۱,۷۵	۴۰,۸۵	۴۱,۷۲	۴۱,۵۶	۴۲,۲۵	۴۲,۱۶	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲,۳۴	۰,۹۹	۱,۸۵	۱,۵۸	۱,۷۵	۱,۹۹	۲,۴۵	۱,۹۵	۱,۶۷	۰,۵۳	۱,۷۵	۱,۵۰	۲,۲۶	۲,۳۴	۱,۳۹	۱,۴۶	
FeO	۱۳,۵۹	۱۴,۷۷	۱۴,۶۱	۱۴,۷۷	۱۴,۱۷	۱۴,۵۲	۱۳,۸۹	۱۴,۲۳	۱۴,۹۵	۱۴,۰۵	۱۴,۵۴	۱۴,۵۹	۱۳,۹۳	۱۳,۹۱	۱۴,۸۸	۱۴,۷۱	
MnO	۰,۲۱	۰,۲۰	۰,۲۴	۰,۲۴	۰,۲۰	۰,۲۴	۰,۲۳	۰,۲۵	۰,۳۴	۰,۱۴	۰,۱۸	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۲۲	۰,۱۸	۰,۲۲	
MgO	۱۴,۷۵	۱۳,۴۱	۱۳,۹۵	۱۴,۰۷	۱۴,۴۶	۱۴,۱۸	۱۴,۱۵	۱۴,۰۲	۱۳,۸۲	۱۴,۸۶	۱۳,۷۷	۱۳,۷۹	۱۴,۴۴	۱۴,۴۵	۱۳,۹۲	۱۳,۹۵	
CaO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	
NiO	۰,۱۶	۰,۱۴	۰,۱۲	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۲۸	۰,۰۷	۰,۱۱	۰,۱۴	۰,۲۱	۰,۲۰	۰,۱۹	۰,۱۱	۰,۰۷	۰,۲۱	
Total	۱۰۰,۰۵	۹۷,۵۷	۹۹,۳۵	۱۰۰,۵۱	۱۰۰,۳۰	۱۰۰,۵۶	۹۸,۶۰	۹۸,۵۵	۱۰۰,۲۰	۹۹,۷۸	۹۸,۴۷	۹۸,۸۹	۹۹,۹۹	۹۹,۶۹	۹۹,۹۳	۹۹,۸۶	
Si	۰,۰۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۴	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۱	۰,۰۰۵	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۴	۰,۰۰۶	۰,۰۰۱	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۱	۰,۰۰۲	
Ti	۰,۰۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۴	
Al	۰,۹۵۱	۰,۹۷۲	۰,۹۵۹	۰,۹۷۰	۰,۹۶۸	۰,۹۵۲	۰,۹۵۴	۰,۹۶۶	۰,۹۶۲	۱,۰۷۱	۰,۹۳۸	۰,۹۸۶	۰,۹۵۷	۰,۹۶۰	۰,۹۶۲	۰,۹۵۸	
Cr	۰,۹۹۸	۱,۰۰۴	۰,۹۹۷	۰,۹۹۵	۰,۹۹۳	۱,۰۰۶	۰,۹۸۸	۰,۹۹۱	۱,۰۰۲	۰,۹۱۰	۱,۰۱۳	۰,۹۸۱	۰,۹۹۴	۰,۹۹۳	۱,۰۰۷	۱,۰۰۶	
Fe <sub>3+</sub>	۰,۰۵۳	۰,۰۲۳	۰,۰۴۲	۰,۰۳۵	۰,۰۳۹	۰,۰۴۵	۰,۰۵۶	۰,۰۴۵	۰,۰۳۸	۰,۰۱۲	۰,۰۴۰	۰,۰۳۴	۰,۰۵۱	۰,۰۵۳	۰,۰۳۱	۰,۰۳۳	
Fe <sub>2+</sub>	۰,۳۴۰	۰,۳۸۰	۰,۳۶۹	۰,۳۶۸	۰,۳۵۳	۰,۳۶۳	۰,۳۵۳	۰,۳۶۲	۰,۳۷۵	۰,۳۴۶	۰,۳۷۱	۰,۳۶۹	۰,۳۴۹	۰,۳۴۹	۰,۳۷۴	۰,۳۷۰	
Mn	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۶	۰,۰۰۶	۰,۰۰۵	۰,۰۰۶	۰,۰۰۶	۰,۰۰۶	۰,۰۰۹	۰,۰۰۴	۰,۰۰۵	۰,۰۰۷	۰,۰۰۷	۰,۰۰۶	۰,۰۰۵	۰,۰۰۶	
Mg	۰,۶۶۱	۰,۶۱۷	۰,۶۳۱	۰,۶۲۸	۰,۶۴۵	۰,۶۳۵	۰,۶۴۵	۰,۶۳۸	۰,۶۲۱	۰,۶۵۳	۰,۶۳۰	۰,۶۲۵	۰,۶۴۹	۰,۶۵۱	۰,۶۲۶	۰,۶۲۸	
Ca	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	
Ni	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۳	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۷	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۵	
Total	۳,۰۱۷	۳,۰۰۷	۳,۰۱۴	۳,۰۱۲	۳,۰۱۳	۳,۰۱۵	۳,۰۱۸	۳,۰۱۵	۳,۰۱۲	۳,۰۰۴	۳,۰۱۳	۳,۰۱۱	۳,۰۱۷	۳,۰۱۷	۳,۰۱۰	۳,۰۱۱	
Cr#	۵۱,۲۱	۵۰,۸۲	۵۰,۹۹	۵۰,۶۳	۵۰,۶۴	۵۱,۳۷	۵۰,۸۵	۵۰,۶۲	۵۱,۰۱	۴۵,۹۵	۵۱,۹۳	۴۹,۸۹	۵۰,۹۵	۵۰,۸۴	۵۱,۱۵	۵۱,۲۳	
Mg#	۶۶,۰۷	۶۱,۸۷	۶۳,۱۱	۶۳,۰۴	۶۴,۶۴	۶۳,۶۴	۶۴,۶۴	۶۳,۸۵	۶۲,۳۵	۶۵,۳۸	۶۲,۹۳	۶۲,۸۶	۶۵,۰۲	۶۵,۰۷	۶۲,۶۲	۶۲,۹۳	



شکل ۳ ۱-۳- نمودار Cr# روی Mg# در کرومیتیتها. ۲- نمودار TiO<sub>2</sub> روی Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در کرومیتیتها. نمودارها [۱۶] اقتباس شده‌اند.



شکل ۴ نمودار Cr# نسبت به Mg# برای کرومیت‌ها. گستره‌های MORB و Boninite از [۲۸].

حضور دونیت در گوشته ممکن است با خاستگاه برجای‌مانده<sup>۷</sup> (ذوب بخشی) یا بر هم کنش ماگما-سنگ<sup>۸</sup> تفسیر شود. فرض اول کمتر محتمل است چراکه ذوب بخشی تا درجه‌ای که بتواند سنگ دونیتی را نتیجه دهد باید بسیار گسترده باشد و این در شرایط عادی لیتوسفر اقیانوسی ناممکن است. به همین خاطر حضور دونیت‌ها با فرایند واکنش ماگما-سنگ تفسیر می‌شود [مثلاً ۲۶]. در گوشته‌ی لیتوسفری گداخت ناجور ارتوپیروکسن و انحلال<sup>۹</sup> کلینوپیروکسن از یکسو و تبلور و ته‌نشست الیوین از ماگمای صعود کننده به دلیل گسترش حجم الیوین لیکیدوس در اثر کاهش فشار [۲۷] از سوی دیگر فرایندهایی هستند که باعث تشکیل دونیت در اطراف کرومیت-های انبانه‌ای می‌شوند. واکنش ماگما-سنگ در حالتی که ماگمای ریشه گرفته از اعماق بیشتر با پریدوتیت بخش‌های کم عمق گوشته‌ی (ترازهای فوقانی گوشته لیتوسفری) عدم تعادل شیمیایی زیادی داشته باشند، افزایش می‌یابد، که در اینصورت همراه با تغییرات کانی‌شناسی در سنگ میزبان، فعالیت سیلیس در ماگما افزایش یافته و ترکیب آن به سمت ماگمای بونینیتی تغییر می‌یابد. اضافه شدن یک ماگما با شیمی اولیه‌تر، به ماگمای شکل گرفته فوق از طریق فرایند در آمیختن<sup>۱۰</sup> [مثلاً ۱۹] و یا نزدیکی با ماگما<sup>۱۱</sup> [۲۵]، تبلور کرومیت را نتیجه می‌دهد.

با اینکه جایگاه‌های SSZ مکان مناسب برای زایش ماگماهای بونینیتی است ولی در مورد موقعیت دیرین زمین

### ژنز کرومیت‌های انبانه‌ای و شواهد پالئوتکتونیک

تصور بر این است که کرومیت‌ها از ماگماهای بخشی ریشه گرفته از گوشته، تبلور شده باشند [مثلاً ۱۸]. ترکیب ماگمای مادر یکی از مهمترین فاکتورهای کنترل‌کننده شیمی کرومیت است. بعلاوه شرایط فیزیکی همچون فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن ممکن است روی شیمی کرومیت تأثیر داشته باشند [۱۹-۲۲]. در معدن بندان، بر اساس ترکیب شیمیایی کرومیت، ماهیت ماگمای مادر مورد بررسی قرار گرفته است. در این زمینه از روابط زیر استفاده شد. [۲۳]:

$$(1) \text{Al}_2\text{O}_3^{2.42}_{\text{melt}} (\text{wt. \%}) = \text{Al}_2\text{O}_3_{\text{spinel}} (\text{wt. \%}) / 0.035$$

$$(2) \ln (\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{melt}} = \ln (\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{spinel}} - 0.47 + 1.07 \times Y_{\text{spinel}}^{\text{Al}} - 0.64 \times Y_{\text{spinel}}^{\text{Fe}^{3+}}$$

$$Y_{\text{spinel}}^{\text{Al}} = \text{Al} / (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})$$

$$Y_{\text{spinel}}^{\text{Fe}^{3+}} = \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al} + \text{Cr})$$

با استفاده از رابطه‌ی (۱) از روی مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ، مقدار آن در ماگمای مادر به دست می‌آید و در رابطه‌ی (۲) نیز نسبت  $\text{FeO}/\text{MgO}$  ماگما از روی این نسبت در کرومیت حاصل می‌شود. بر این اساس میزان  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و نسبت  $\text{FeO}/\text{MgO}$  ماگمای مادر، کرومیت به ترتیب حدود ۱۵ تا ۱۶ درصد وزنی و ۱/۱ تا ۱/۲ است. میزان نسبتاً بالای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و نسبت  $\text{FeO}/\text{MgO}$  بیش از یک (در تضاد با ماگماهای غنی از  $\text{MgO}$ ) در توافق با یک ماگمای مادر با ترکیب شیمیایی نوع MORB است. علاوه بر این  $\text{Cr}\#$  کرومیت‌ها نیز تأیید کننده‌ی این ادعاست. اگر قائل به شیمی ماگمای مادر کرومیت‌ها در دو سری با خصلت MORB (تولنی‌ایتی) و بونینیتی باشیم،  $\text{Cr}\#$  پایین و بالا به ترتیب با ماگماهای MORB و بونینیتی سازگاری دارد، و در نمودار  $\text{Cr}\#$ - $\text{Mg}\#$  (شکل ۴) نیز  $\text{Cr}\#$  پایین کرومیت‌ها آن‌ها را در گستره‌ی MORB قرار می‌دهد. مشابه آنچه گفته شد به نظر برخی پژوهشگران [۲۴] کرومیت-های  $\text{Al}$ -بالا در تضاد با کرومیت‌های  $\text{Cr}$ -بالا، که از ماگماهای با خصلت بونینیتی تبلور می‌یابند از ماگماهای تولنی‌ایتی ریشه می‌گیرند. واکنش ماگما-سنگ یا ماگما-ماگما، فرایندهایی هستند که برای توضیح ژنز کرومیت‌های انبانه‌ای معرفی شده‌اند [مثلاً ۱۲ و ۲۵]. چنانکه پیش از این گفته شد دونیت یک سنگ معمول در حاشیه‌ی توده‌های کرومیتی معدن بندان است.

7- Residual

8 -Melt-rock interaction

9 -Dissolution

10- Magma mixing

11 - Magma mingling

میان اقیانوسی دارای Cr# پایینی هستند و کرومیت‌های با Cr# بالا (بیش از ۷۰) محدود به کرومیت‌های افیولیتی وابسته به قوس در موقعیت‌های SSZ هستند [۱۲،۳۶]. در مجموعه افیولیتی نه‌بندان شواهد سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی در توالی گوشته- پوسته دلیل بر شکل‌گیری افیولیت در جایگاه SSZ وجود دارد [۷-۹]. بنابراین با اینکه کرومیت‌های Al-بالا خود ممکن است گواه مناسبی از جایگاه SSZ نباشند، ولی چنین شواهدی در دیگر اعضای فرامافیکی- مافیک افیولیتی می‌تواند ارتباط فرایند کرومیت‌زایی به محیط‌های وابسته به زون‌های فرورانشی را تقویت کند.

#### برداشت

نهشته‌های کرومیتی معدن بندان اغلب به صورت ساختارهای ورقه‌ای و یا عدسی‌شکل تظاهر دارند. این نهشته‌ها با پریدوتیت‌های گوشته‌ای سرپانتینیزه میزبانی می‌شوند. پریدوتیت‌های میزبان شامل دونیت و گاهی هارزبورژیت است و به این دلیل این کرومیت‌ها مشابه با کرومیت‌های نوع آلپی (انبانه‌ای یا افیولیتی) هستند. ویژگی‌های شیمیایی نهشته‌های کرومیتی (با Cr# پایین) آن‌ها را در گروه کرومیت‌های Al-بالا قرار می‌دهد. ترکیب شیمیایی محاسباتی ماگمای مادر آنها نیز شبیه مذاب‌های نوع MORB است. با توجه به اینکه بیشتر بررسی‌های که تاکنون روی ژنز کرومیت‌ها صورت گرفته اشاره به فرایندهایی دارد که به نوعی با جایگاه‌های SSZ وابسته است لذا غالب سم‌گیری‌ها موقعیت پالئوتکتونیک کرومیت‌ها مخالف با جایگاه پشته‌ی میان اقیانوسی هستند. از طرفی گرچه کرومیت‌های معدن بندان از نظر ژئوشیمیایی در رابطه با جایگاه دیرین زمین‌ساختی چندان شاخص نیستند ولی شواهد سنگ‌شناسی- ژئوشیمیایی در توالی گوشته- پوسته مجموعه افیولیتی نه‌بندان می‌تواند ارتباط فرایند کرومیت‌زایی به جایگاه SSZ را تقویت کند.

#### مراجع

- [1] Nicolas A., "Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere.", Kluwer, Dordrecht, (1989) 367 pp.
- [2] Irvine T. N., "Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation.", *Geology*, 5 (1977) 273-7.
- [3] Yaghubpur A., "Mineral Deposits of Iran: A Brief Review. Mineral Resources and Development", Daya Publishing House, Delhi-110 035 (2005) 191-202.

شناختی کرومیت‌های انبانه‌ای هنوز تردیدهای زیادی وجود دارد. از زمانی که موضوع شکل‌گیری برخی افیولیت‌ها در جایگاه‌های SSZ مطرح شد، حضور نهشته‌های کرومیتی انبانه‌ای در توالی گوشته‌ای به عنوان یک سرشتی برای افیولیت‌های SSZ عنوان شد. این شاخصه اگرچه کاملاً متمایز کننده نیست ولی در یک قاعده‌ی کلی تمامی نهشته‌های کرومیتی انبانه‌ای اصلی در افیولیت‌های SSZ یافت شده‌اند [۲۹]. در افیولیت عمان بر اساس بیهنجاری Nb در انکلوزیون‌های کانیایی درون کرومیت‌ها، یک جایگاه زمین‌ساختی پشت قوس برای افیولیت عمان مطرح شد [۳۰]. برخی نیز بر اساس اختلاف در شیمی کانی، جایگاه‌های جداگانه‌ای را مطرح کرده‌اند بدین صورت که برای کرومیت‌های انبانه‌ای Cr-بالا جایگاه وابسته به قوس (موقعیت‌های جلوی قوسی) و برای کرومیت‌های انبانه‌ای Al-بالا حوضه‌های گسترشی نوزاد همچون حوضه‌ی پشت قوسی عنوان کرده‌اند [۳۱]. برخلاف آنچه گفته شد با این استدلال که فرایند واکنش ماگما-سنگ می‌تواند سبب تغییر ترکیب ماگمای مادر از تولد این پتیتی به بونینیتی شود مدل دیگری ارائه شده است که در آن هم کرومیت‌های Cr-بالا و هم کرومیت‌های Al-بالا می‌توانند در یک جایگاه زمین‌ساختی مشترک شکل گیرند [۳۲]. حضور کانی‌های آبدار همچون پاراگازیت و فلوگوپیت بصورت انکلوزیون درون کرومیت‌ها [مثلاً ۳۳] موضوع دیگری است که برخی پژوهشگران آن را به عنوان شواهدی برای جایگاه SSZ کرومیت‌های انبانه‌ای در نظر گرفته و نقش آب را برای تشکیل کرومیت‌های افیولیتی حیاتی می‌دانند [۳۴]. در این راستا کرومیت‌های انبانه‌ای به احتمال بیشتر مختص جایگاه‌های SSZ هستند، زیرا در این موقعیت‌ها حجم بالای آبگون درون ماگما امکان آزاد سازی یک فاز آبگون غنی از آب را فراهم می‌سازد [۳۵]. با این حال در Hess Deep ( Leg 147 of EPR, ODP ) یک توده‌ی کرومیتی کوچک یافت شده است که از نظر سنگ‌شناسی شبیه کرومیت‌های انبانه‌ای افیولیتی یا نوع آلپی است و این یافته نشان می‌دهد که کرومیت‌های انبانه‌ای ممکن است در پشته‌های میان اقیانوس نیز شکل گیرند [۳۶].

با مرور بررسی‌هایی که تاکنون در مورد جایگاه دیرین زمین‌ساختی کرومیت‌های انبانه‌ای انجام شده، ملاحظه می‌شود که ابهام‌های زیادی در این باره وجود دارد ولی علیرغم این باید ادعان کرد که کرومیت‌های وابسته به موقعیت‌های پشته‌ی



- [16] Proenza J.A., Zaccarini F., Escayola M., Cávana C., Schalamuk A., Garuti G., "Composition and textures of chromite and platinum-group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba", Argentina. *Ore Geology Reviews*, 33 (2008) 32-48.
- [17] Droop G. T. R., "A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses", using stoichiometric criteria, *Min.Mag.* 51 (1987) 431-435.
- [18] Coleman R. G., *Ophiolites: New York*, Springer-Verlag, (1977) 229 p.
- [19] Irvine T. N., "Chromium spinels as a petrogenetic indicator.", I, Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 2 (1965) 648-672.
- [20] Jaques A.L., Green D.H., "Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kbar and the genesis of tholeiitic basalts.", *Contrib. Mineral. Petrol.* 73 (1980) 287-310.
- [21] Dick H. J. B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas." *Contrib. Mineral. Petrol.* 86 (1984) 54-76.
- [22] Roberts S., Neary C.R., "Petrogenesis of ophiolitic chromitite. In: Prichard", H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics. Spec. Publ.-Geol. Soc. London.* 76 (1993) 257-272.
- [23] Maurel C., Maurel P., "Etude expérimentale de la distribution de L'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère.", Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles. *Bull. Minéral.* 105 (1982) 197-202.
- [24] Zhou M.-F., Robinson P. T., "High-chromium and high-aluminum podiform chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle.", *Intl. Geol. Rev.* 36 (1994) 678-686.
- [25] Ballhaus C., "Origin of podiform chromite deposits by magma mingling.", *Earth and Planetary Science Letters*, 156 (1998) 185-193.
- [26] Kelemen P. B., Dick H. J. B., Quick J. E., "Formation of harzburgite by evasive melt/rock reaction in the upper mantle." *Nature* 358 (1992) 635-641.
- [27] Kelemen P., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H. J. B., "A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges", *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 355 (1997) 283-318.
- [4] Arai S., Yurimoto H., "Possible sub-arc origin of podiform chromitites.", *Island Arc*, 4 (1995) 104-111
- [5] Camp V. E., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone", eastern Iran. *Lithos*, 15 (1982) 221 - 239.
- [6] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. j., Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*", 94 (1983) 134 - 150.
- [7] Delavari M., Amini S., Saccani E., Beccaluva L., "Geochemistry and Petrology of Mantle Peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex", Eastern Iran. *Journal of Applied Sciences* 9 (2009) 2671-2687.
- [8] Delavari M., "Petrology and geochemistry of the Nehbandan Ophiolitic Complex. PhD thesis.", Tarbiat Moallem University of Tehran. (2010) 300 pp.
- [9] Saccani E., Delavari M., Beccaluva L., Amini S., "Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean.", *Lithos* 117 (2010) 209-228.
- [10] Yaghubpur A., Hassannejad A.A., "The Spatial Distribution of Some Chromite Deposits in Iran", Using Fry Analysis. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran.* 17 (2006) 147-152.
- [11] Boudier F., Nicolas A., "Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments.", *Earth Planet. Sci. Lett.* 76 (1985) 84-92.
- [12] Proenza J., Gervilla F., Melgarejo J. C., Bodinier J.-L., "Al-rich and Cr-rich chromitites from the Mayari- Baracoa ophiolitic belt (Eastern Cuba) as the consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle.", *Econ. Geol.* 94 (1999) 547-566.
- [13] Zarrinkoub M. H., "Petrology and geochemistry of ophiolitic complexes in south of Birjand. Unpublished PhD thesis.", Tarbiat Moallem University of Tehran, (2000) 301p.
- [14] Zhou M.-F., Robinson P. T., Malpas J., Li Z., "Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle.", *J. Petrology*, 37(1996) 3-21.
- [15] Leblanc M., Ceuleneer G., "Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite.", *Lithos* 21 (1992) 231-257.

- [32] Rollinson H., "Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A new genetic model.", *The Island Arc*, 14 (2005) 542-550.
- [33] Lorand J.P., Ceuleneer G., "Silicate and base-metal sulfide inclusions in chromite from the Maqsad area (Oman ophiolite", Gulf of Oman): a model for entrapment. *Lithos*, 22 (1989) 173-190.
- [34] Edwards S.J., Pearce J.A., Freeman J., "New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromite", In: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A. (Eds.), *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program*. Geological Society of America Special Paper, 349 (2000) 139-147.
- [35] Matveev S., Ballhaus C., "Role of water in the origin of podiform chromitite deposits", *Earth and Planetary Science Letters*, 203 (2002) 235-243.
- [36] Arai S., Matsukage K., "Petrology of a chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: A comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites", *Lithos* 43 (1998) 1-14.
- [28] Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H., "Geochemistry of plutonic spinels from the north Kamchatka arc: comparisons with spinels from other tectonic settings.", *Mineralogical Magazine* 57 (1993) 575-589.
- [29] Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S., "Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites", *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 16 (1984) 77-94.
- [30] Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.P., Massare D., Deloule E., Chaussidon M., "Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman Ophiolite", *Earth Planet. Sci. Lett.* 146 (1997) 489-497.
- [31] Zhou M.-F., Sun M., Keays R. R., Kerrich R. W., "Controls of platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts", *Geochim. Cosmochim. Acta.* 62 (1998) 677-688.

Archive of SID