تشکیل کرومیت و ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین و نادر خاکی همراه آن در مجموعه معادن خواجه جمالی

نوشته: ارسیا مقتدری*،دکتر احمد خاکزاد* و دکتر ساسان لیاقت**

Occurrence and geochemistry of chromite mineral, PGE(S) and REE in the Khaj-e-Jamali-Mines-Neyris-Iran

By: A. Moghtaderi* ,Dr. A. Khakzad* and Dr. S. Liaghat**

چکیده

معادن کرومیت خواجه جمالی در یکصد کیلومتری شمال باختری شهرستان نی ریز و یک صدو پنجاه کیلومتری شمال خاوری شیراز بین طولهای ´۵۵ ،°۵۳ و ´۴۵ ،°۴۳ خاوری و عرض های ´۴۵ ،°۲۹ و ´۵۵ ،°۲۹ شمالی در استان فارس قرار دارند. هدف از این مقاله پیاده نمودن جدیدترین مدل ژنز برروی کرومیتهای منطقه براساس شواهد صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی است، که در دهه ۹۰ میلادی توسط Zhou et al (1996), Paktunc (1990) برای کرومیتهای نوع آلپی مطرح گردیده است. علاوه بر این فلزات گروه پلاتین و عناصر کمیاب خاکی نیز در طی این مطالعات مورد بررسی کمی و کیفی قرار گرفتند. براساس شواهد بدست آمده (خاکزاد و همکاران الف و ب) ژنز این معادن به بهترین صورت، به فرایندهای ذوب بخشی، تفریق ماگمایی و اختلاط ماگمایی نسبت داده می شود. شواهد ژئوشیمیایی حاکی از آن است که نوع این معادن آلپی است و از سویی دیگر وجود سریهای ماگمایی موثر در رخداد کرومیت، یعنی سریهای M ORB و بونینیتی را تایید می نماید. در زمینه فلزات گروه پلاتین همراه کرومیت می بایستی عنوان نمود که از میان آنها، IPGE ها (Ru, Os, Ir) غنی شدگی در حد ppm در کرومیت و ppb در سنگ میزبان (دونیت و هارزبورژیت) نشان می دهند که حاکی از کمبود یا فقدان فاز سولفیدی و بالا بودن fo2 در زمان تبلور آنهاست . وجود شواهدی مانند " تشابه الگوی همبستگی [Al, Ir] و [Cr, Ir] ، همبستگی مثبت Cr, Ir و پایین بودن Fs2 در مراحل آغازین تبلور، گوناگونی فازهایی که با هم وجود دارند، عدم جهت یابی ترجیهی P G M ها در بلور کرومیت و وجود میانبارهای دوفازی " به ترتیب حاکی از " تشابه شرایط نهشته شدن PGE و Cr از یک مایع با ترکیب مشابه (بونینیت)، تبلور همزمان کرومیت و IPGE در طی سرد شدن تدریجی یا تبلور بخشی و اختلاط ماگمای بونینیتی با یک جزء سیلیس دار (گابروی زون انتقالی)، عدم برون رست (Exsolusion) و وابستگی PGE(s) به ترکیب کرومیت است "الگوی V بازشده یا تفعر رو به پایین نمودار عنکبوتی REEتاییدی دیگر بر ذوب بخشی و وجود سری بونینیتی است.

واژه های کلیدی : کرومیت ، ذخایر نوع آلپی، هارزبورژیت، دونیت ، معدن خواجه جمالی ، نیریز، ایران

Abstract

The Khajch-e-Jamali chromite mines are located in southwestern Iran, about 100 km north-west of Neyriz and 150 km north–east of the city of Shiraz. Field, microscopic and geochemical studies indicate that partial melting, magmatic segregation and magmatic miscibilty were responsible for the generation of the Khajch-e-Jamali deposits. MORB and boninitic magmatic series are considered to have formed this Alpine type deposit.

Ru, Os and Ir enrichment in chromite and in host rock (dunite and harzburgite) implies the deficiency or lack of sulphur phase and hence higher values of fO_2 during the crystallization. Similarity in the correlation pattern of [Al, Ir] and [Cr, Ir] , positive correlation of Ir and Cr , lower value of fs_2 in early stages of crystallization, association of varions phases, lack of preffered orientation of platin group metals (PGM) in chromite crystals and double – phase inclusions indicate a similarity in the deposition of Cr and PGM from a boninitic melt, simultaneous crystallization of chromite and IPGMs during the slow cooling or fractional crystallization and mixing of boninitic magma with a silica bearing liquid (tranzitional zone gabbro), lack of exsolution and the association of PGMs with chromite composition. Wide v-shaped pattern of REE spider diagram is a confirmation of partial melting and the presence of boninitic series.

Keywords: Chromite, melt – rock interaction Alpine type deposit, Harzburgite, Dunite, Khaji-e- Jamali mine, Neyriz, Iran

مقدمه

تاکنون مدلهای متعددی در زمینه خاستگاه کرومیت آلپی ارائه گردیده است. پیش از گسترش نظریه تکتونیک صفحه ای تشکیل این نوع از کرومیت را حاصل شکستگی توده های کرومیت همگن اولیه در طول جایگیری ماگمای فرابازیک تقریبا" بلورین در پوسته قاره ای می دانست (Guild 1947). پس از گسترش نظریه تکتونیک صفحه ای تمامی محققین براین مسئله اتفاق نظر دارند، که کرومیت نخست در لیتوسفر اقیانوسی واقع در حاشیه سازنده صفحات تمرکز یافته و سپس در طول کوهزایی ها بالا یا درون پوسته قاره ای جای می گیرند که در بخش ژنز منطقه در این زمینه صحبت خواهد شد.

موقعیت جغرافیایی

معادن خواجه جمالی (نی پیک، حسین خانی بالا و پایین ، کشتک و چشمه بید)، در مساحتی حدود ۲۵۰ کیلومتر مربع در حوالی روستای خواجه جمالی پراکنده شده اند و در مجموع، در شمال غرب شهرستان نی ریز و شمال خاوری شیراز ، در استان فارس قرار دارند(شکل ۱).

شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در کمربند افیولیتی ایران
(اقتباس از Lensch 1986)

موقعیت زمین شناسی : معادن خواجه جمالی بین زونهای زمین شناسی زاگرس مرتفع و دگرگونی سنندج - سیرجان قرار دارند، از طرفی بخشی از سکانس افیولیتی نی ریز بوده که به نقل از Ricou (1975) ، در سنومانین بر روی منطقه فرارانده شده‌اند.
از نظر چینه‌شناسی نیز بین گروه بنگستان - آلبین - کامپانین (کوه دالنشین) در باختر و آسماری جهرم - الیگومیوسن - (روشن کوه) در خاور و شمال خاوری قرار دارند.

زمین‌شناسی واحدها و مناطق کرومیت‌دار معادن خواجه جمالی

مجموعه افیولیتی خواجه جمالی یا آباده- طشک ، با فاصله تقریبی ۲۰ کیلومتر از محل تراست زاگرس و در زون گسلیده مربوط به آن در حد فاصل بین زون زاگرس چین خورده و زون دگرگونی سنندج- سیرجان واقع شده است. افیولیتهای چشمه بید در امتداد شمال باختری - جنوب خاوری به طول ۱۸ و عرض ۹ کیلومتر رخنمون یافته اند و از بخشهای مختلفی تشکیل شده که بیشتر توسط گسلهای کوچک و بزرگ هم امتداد با امتداد عمومی‌تر است زاگرس قطع شده و به صورت قطعات جابجا شده و رورانده در کنار هم قرار گرفته اند.

مجموعه افیولیتی منطقه آباده- طشک نشانگر سریهای کامل یک مجموعه افیولیتی نمی باشد. در فرآیند زمین ساختی فرورانش و فرارانش پوسته اقیانوسی ، تنها بخش اولترا بازیک سری افیولیتی بر روی پوسته قاره ای در این منطقه جایگزین شده است. در این مجموعه دو نوع سنگ اولترا بازیک قابل تشخیص می باشد که هر دو نوع سنگ در ارتباط با ذوب بخشی ایجاد شده است (رجب زاده ۱۳۷۰): الف) سنگهای اولترابازیک دیرگداز باقیمانده از ذوب بخشی گوشته فوقانی بنام توالی گوشته ای ب) سنگهای فرابازی ناشی از تبلور ماگمای حاصل از ذوب بخشی بنام انباشته سنگها یا توالی انباشته ای . اولی مشتمل بر هارزبورژیت همگن ، انتقالی و لرزولیت است و دومی شامل دونیت و ورلیت می باشد: دونیت به شکل غلاف در اطراف ذخایر کرومیتی همراه با هارزبورژیت انتقالی قرار می گیرد(معادن نی پیک و کشتک).

رخدادهای کرومیتی به سه دسته تقسیم می گردند: ۱- کرومیتهای

باقیمانده از ذوب بخشی گوشته فوقانی که به صورت کانیهای فرعی در هارزبورژیت یافت می شود، ۲- کانسارهای توده ای و گرهکهای نیامی که به صورت لایه های طویل در یک هاله دونیتی محصور در واحدهای هارزبورژیت قرار دارند، ۳- کرومیتهای لایه ای و افشان که در قسمتهای فوقانی هارزبورژیت انتقالی و بخشهای تحتانی سنگهای دونیتی توالی انباشته ای قرار می گیرند و بطور عمده دارای ساختمانهای پوست پلنگی و افشان می باشد. کرومیتهای توده ای از منطقه ۵۰۰ متری زیر ناپیوستگی موهو ظاهر شده است که از نظر موقعیت چینه شناسی در منطقه فوقانی هارزبورژیت همگن ، هارزبورژیت انتقالی و دونیت انباشته ای کف محفظه ماگمایی واقع می شود. مهمترین کانسارهای کرومیت توده ای فعال شامل چشمه بید (تونل ۸) ، حسین خانی و کشتک است. همانطور که قبلا" نیز عنوان شد منطقه بین دو کوه دالنشین و روشن کوه قرار دارد که همبری آنها با دالنشین تکتونیکی است بگونه ای که سری افیولیتی بر روی تشکیلات سروک رو رانده شده است و آنا رتورق یافتگی شدید را در مرز همبری ، می توان بخوبی مشاهده نمود (شکل ۲).

از طرفی دیگر روشن کوه که متشکل از آهکهای سفیدرنگ با لایه بندی مشخص و با تناوبی از آهکهای مارنی، فسیلهای مختلف، میکروفسیل و ماهی با سن ائوسن - الیگوسن می باشد به صورت پوشش پیشرونده و بحالت دگرشیب روی سری افیولیتی نهشته شده است. تشکیلات مذکور پس از جایگیری تکتونیکی سری افیولیتی (کرتاسه پایانی - پالئوسن) تشکیل گردیده و معرف پایان فرایند جایگزینی سری افیولیتی می باشد. در جنوب باختری منطقه مورد مطالعه تشکیلات بختیاری نیز قابل مشاهده است که با سن پلیستوسن جوانترین سازندهای منطقه را شامل می شود. (شکل ۳) در باختر و جنوب باختری منطقه نیز تشکیلات رادیولاریتی مشاهده می گردد. که در برجا یا نابرجا بودن آنها هنوز بحث وجود دارد.

سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی واحدهای کرومیت‌دار

سنگهای دربردارنده کرومیت در منطقه شامل هارزبورژیت و دونیت است، که بیشتر سرپانتینیتی شده اند و سایر سنگهای همراه آنها مشتمل بر گابروی زون انتقالی و دایکهای پیروکسنیتی می باشد. در منطقه کشتک دونیتهای انباشتی واقع در بالای انباته های کرومیتی (شکل ٤) واجد اشکالی شبیه به پیلولاوا است که علت وجود این اشکال می تواند حاصل از قرارگیری منطقه در یک زونْ فلسی (Imbricate zone) باشد (دخیلی ۱۳۷۸، گفتگوی شفاهی).

خاستگاه معادن خواجه جمالی

در اینجا قبل از بحث در مورد مدل خاستگاه منطقه ابتدا به بررسی شواهد صحرایی ، میکروسکوپی (سنگ شناسی و کانه نگاری) و ژئوشیمیایی کرومیت و سنگ میزبان آن می پردازیم .

۱- مطالعات صحرایی : هدف از این مطالعات دست یافتن به شواهد صحرایی ژنز معادن خواجه جمالی می باشد که به ترتیب هفت مرحله پیشنهاد شده برای مدل خاستگاهی منطقه به استثناء مرحله دوم به ترتیب ، عبارتند از:

الف – عدسیهای پریدوتیتی با امتداد کلی NW-SE در معدن نی پیک که هر چه بسمت معدن مذبور (شمال باختری منطقه) حرکت می نماییم از تعداد آنها کاسته می گردد و بالعکس به سمت جنوب خاوری تعدادشان افزایش می یابد و انباته های کرومیتی ناپدید می گردند. این اشکال بقایای مذابهای بخشی (Partial melts) تولید شده در گوشته هستند که به مرور به هم جوش خورده اند و ضمن بالاآمدگی پلاستیکی بدین شکل درآمده اند (شکل ۵-الف). شواهد ذوب بخشی و بالاآمدگی پلاستیکی در شواهد پتروگرافی ارائه خواهد شد.

ب – همبری گابروی زون انتقالی با پریدوتیت در دوتوپی، کشتک و نی پیک (شکل ۵- ب ، ج و د) همان گونه که در شکل ۵-ج دیده می شود همبری پریدونیت با گابرو از نزدیک می باشد که با توجه به مرز انتشاری در این تصویر و سایر بخشها و عدم مشاهده حاشیه با سردشدگی سریع (Chilld margin) می توان نتیجه گرفت که این دو واحد تقریبا"همزمان و در دمای بالا و به نسبت مشابه تشکیل گردیده اند. طبق نظر Proenza et al. (1997) بین لایه قرار گرفتن سنگهای اولترامافیک و گابروی زون انتقالی حاکی از رخداد انباته های کرومیتی در زون انتقالی گوشته – پوسته می باشد. بطوریکه می توان در شکل ۵- و یک انباته کرومیتی استخراج شده در هارزبورژیت مجاور گابرورا در منطقه دوتویی ملاحظه نمود. لازم به ذکر است که در تمام منطقه هر جا این گابرو ملاحظه شد انباته های پرعیار نیز یافت گردید. این پدیده در معدن متروکه کرومیت تنگه حنا نیز قابل مشاهده است.

ج – وضعیت قرار گیری انباته ها از قائم در حسین خانی تا نیمه موازی در نی پیک و موازی در چشمه بید (شکل٦- الف، ب و ج). بعقیده (Cassard et al. 1981) در انباته های قائم، کرومیت ، غلاف دو نیشی بعنوان مجرای بالابرنده ماگمای حاوی کرومیت عمل می کرده است که این وضعیت به اضافه انباته های نیمه موازی و موازی نشان دهنده تغییرات

تدریجی انباته های کرومیتی در طی بالا آمدن و دورشدن از تیغه در حال گسترش است (شکل ٦- ج).

د- وجـود غلافهای (envelopes) دونیتی عدسی شکل که این شکل را می توان در شکل ٦- الف و ب ملاحظه نمود.

هـ- وجود فولیاسیونهای مشخص در کرومیت و سنگ میزبان که براساس مطالعات سرکاری نژاد و دیمی (۱۳۷۷ و ۱۳۷۸) و گفتگوی شفاهی با (سرکاری نژاد ۱۳۷۸) این پدیده ناشی از حرکت پلاستیکی گوشته است و فرارانش نقشی در ایجاد آنها نداشته است و شاهد میکروسکوپی آن را لغزشهای – درون بلوری در الیوین ذکر کرده اند (شکل٦- د و و شکل ۷- الف و ب).

و- وجود گسل خوردگیها و درزه های فراوان در اولترابازیک ها (شکل ٦- و) و تورق یافتگی در آنها، در مرز همبری گروه بنگستان و افیولیتها (شکل ۲) که شـــاهد فـــرارانش اولتـــرابازیکها بـــر روی منطقه است (Ricou 1975، نجم الدینی ۱۳۷٤).

۲- مطالعات سنگ شناسی : سنگهایی که مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفتند شامل عدسیهای پریدوتیتی ، هارزبورژیت و دونیت میزبان کرومیت، گابروی زون انتقالی و دونیت واجد کرومیتهای پراکنده می باشد. هدف از مطالعه این سنگها اثبات وجود پدیده های ذوب بخشی، سیلان پلاستیکی و واکنش میان مواد مذاب و تبلور کرومیت، بوده است.

الف – عدسیهای پریدوتیتی : در شکل ۷- الف می توان تصویر میکروسکوپی از یک عدسی پریدوتیتی مربوط به شکل ٥- الف را دید که در آن وجود بافت کومولایی و دگرشکلی پلاستیکی در Olv، Opx (لغزشهای درون بلوری و کشیدگی در آنها) بخوبی مشاهده می شود، که به ترتیب حاکی از ذوب بخشی (Shelly (1983 و سیلان پلاستیکی (سرکاری نژا د و ندیمی ۱۳۷۷ و ۱۳۷۸) در این عدسیها است. در شکل ۷- الف می توان تیغه هایی از کلینوپیروکسن نوع دیوپسید را در انستاتیت مشاهده کرد.

ب – هارزبورژیت : از ۸۹ ٪ – ٦۹ الیوین و ۳۸-۱۰٪ انستاتیت و ٤- ۱٪ اسپینل و مقادیر اندکی دیوپسید تشکیل شده است که سرکاری نژاد (۱۹۸٥) در آن الیوینها و پیروکسنها در نتیجه دگرشکلی پلاستیکی طویل شدگی یافته و واجد ساخت چشمی می باشند. کناره های الیوین اغلب انحناء یافتگی دارد و توسط کانیهای سرپانتین (کریزوتیل و آنتیگوریت)احاطه شده و واجد بافت غربالی است تمام موارد یاد شده را می توان در شکل ۷- ب ملاحظه نمود. بافت انباشتی از نوع ارتوکومولا است.

ج – دونیت میزبان کرومیت : این سنگ واجد بیش از ۹٥٪ الیوین بوده و بافت ثانویه آن غربالی است و دگرسانی غالب در آن سرپانتینیزاسیون است که به طور عمده شامل کریزوتیل و آنتیگوریت است ، بطوریکه در بعضی از مقاطع بدلیل پیشرفت پدیده دگرسانی بلورهای الیوین قابل تشخیص نیستند. دانه های کروم اسپینل نیز در این مقاطع بطور پراکنده با اشکال یوهدرال تا آنهدرال و حواشی قهوه ای رنگ ناشی از دگرسانی قابل مشاهده هستند (شکل ۷- ج). نکته قابل توجه در مطالعات میکروسکوپی هارزبورژیت ، دونیت ، عدسی پریدوتیتی و گابروی زون انتقالی وجود بافت کومولا (Cumulate) (انباشتی) در این سنگها است و همانطور که می دانیم این واژه را Shelly(1983) برای سنگهای حاصل از ته نشینی یا رشد در جای بلور بکار برده است و آنرا بیانگر ذوب بخشی می داند. با بررسی مقاطع دونیتهای منطقه معلوم گردید که نوع بافت انباشتی در آنها از نوع ادکومولا است و این بافتی است که در آن اغلب یک نوع بلور یافت می شود و مایع بین انباشتی به احتمال در اثر ته نشینی بلورها و یا فشردگی آنها و انتشار مواد به بیرون از ماگما خارج شده است. در صورتیکه کانیها منطقه بندی نداشته باشند، عمل انتشار تقویت می شود. فازهای کومولا تمام فضای سنگ را اشغال می کنند و بنابراین بلورها هرگز شکل کاملی ندارند و بلورهای مجاور هم از روی مرز تلاقی شان از یکدیگر تشخیص داده می شوند (شکل ۷- و).

د- گابروی زون انتقالی : این سنگ که در مناطق دوتویی، نی پیک ، و کشتک در مجاورت بلافصل انباته های کرومیتی بافت می گردد دارای خصوصیات سنگ شناسی زیر است (شکل۷ - د):

کانیهای اصلی مشتمل بر : پلاژیوکلاز، پیروکسن ، آمفیبول اولیه و ثانویه (حاصل دگرسانی دیوپسید)، و فنوکریستهای الیوین است. کانیهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول به صورت فنوکریست و ریزبلور در زمینه سنگ دیده می شود که حاکی از سردشدن در دو عمق زیاد و کم است. بافت سنگ از نوع ساب افیتیک است که به عقیده(1983) Shelly حاکی از تبلور درجا و ذوب بخشی است. نوع بافت انباشتی نیز ارتوکومولا می باشد که پلاژیوکلاز انباشتی در میان یا کنار پیروکسن بین انباشتی قرار داد.

و- دونیت واجد کرومیتهای افشان : آنچه که در این سنگها قابل ملاحظه است وجود ارتوپیروکسنهایی با رنگ خاکستری سری اول و خاموشی ابری، تنها در مجاورت و درون دانه های کرومیتی این پدیده نشان دهنده همرشدی ارتوپیروکسن – کرومیت می باشد و تایید است بر کار تجربی Dickey et al . (1971) که نشان دادند که ، کرومیت می تواند توسط

ذوب نامتجانس دیوپسید کروم‌دار تشکیل گردد و(1990)Paktunc نیز بدان اشاره نموده است. از سویی دیگر وجود ارتوپیروکسنهای درون کرومیت بیانگر آنستکه : ۱- ارتوپیروکسن قبل ازکانه کرومیت تشکیل شده، ۲- وجود واکنش شیمیایی میان دو نوع مذاب یا میان مذاب و پیروکسن ، (برهمکنش مذاب - سنگ؛ Melt-rock interaction) منجر به تشکیل کانه (کرومیت) در برگیرنده شده است. (Zhou et al.1996).در یک جمع بندی نتیجه مطالعات سنگ شناسی چنین است : ۱- وجود بافت کومولایی در سنگها، گویای وجود ذوب بخشی است، ۲- وجود دگرشکلی پلاستیکی در کانیهای متشکله سنگها بخصوص O px, Olv گویای سیلان پلاستیکی سنگهای حاوی آنها در حین بالاآمدن در گوشته فوقانی است (بخصوص غلاف دونیتی و هارزبورژیتها)، و ۳- بافت میلونیتی و شکستگیهای فراوان در سطح ارتوپیروکسن و الیوین حاکی از قرار گرفتن سنگها در یک زون برشی (shear zone) است.

۳- مطالعات مینرالوگرافی : هدف از مطالعات تعیین مراحل تبلور کرومیت و چگونگی تشکیل بافت و ساخت اولیه و رابطه آن با ژنز است.

بافت و ساخت اولیه کرومیت : طبق شکل ۸ - الف تا هـ این بافت و ساخت به ترتیب مراحل تبلور شامل بافت مشبک، بافت افشان، ساخت نودولار ساخت نواری ، ساخت چینه سان (معدن متروکه انجیرک) و بافت توده ای متراکم است که می توان برپایه آنها و شواهد مشابه بدست آمده از مطالعه ساخت و بافت معادن گفت و فرومد سبزوار (وطن پور و آفتابی ۱۳۷۶) مراحل تشکیل انواع بافتها و ساختهای اولیه را در معادن کرومیت خواجه جمالی بدین صورت نتیجه گرفت : (شکل ۸-ی) ۱- واکنش بین دونوع مذاب (بونینیتیک و MORB) و تشکیل هسته های اولیه کروم (بافت افشان)، ۲- تشکیل هسته های بیشتر کرومیت (بافت مشبک)، ۳- الحاق و اتصال بلورهای کرومیت به یکدیگر و تشکیل دانه های درشت تر، ٤- تشکیل دانه های کرومیت به شکل اکناهدر و واکنش با ماگما در حین پایین رفتن در آشیانه ماگمایی و تشکیل نودولها و در نهایت ساخت نودولار ، در این مرحله ممکن است به علت تغییر فشار مانند کاهش ماگما (Cameron1983) در آشیانه ماگمایی ساخت نواری تشکیل گردد ، ٥ - انباشته شدن نودولهای کرومیت برروی هم و تشکیل ساخت چینه‌سان و ٦- انباشتگی حداکثر نودولها برروی هم و تشکیل ساخت و بافت توده ای متراکم.

شواهد ژئوشیمیایی خاستگاه : براساس دیاگرامهای $\%TiO_2$ در مقابل $\%Cr_2O_3$ (Dickey1975) Mg^{2+} در مقابل $\%TiO_2$ (Bonavia 1993)، تیپ معادن کرومیت خواجه جمالی آلپی است (شکل ۹- الف تا ج). ترکیب شیمیایی کرومیت و سنگ میزبان نیز براساس نسبت ($Mg/(Mg/Fe^{2+})$ مقابل Cr/(Cr+Al) (ElioPoulus 1993) مشابه کمپلکس افیولیتی و رینوس و پیدنوس یونان و موآ (ناحیه مایاری) کوبا است (شکل ۹ - د ، و). گابروهای زون انتقالی مجاور انباشته های کرومیت طبق دیاگرام Irvin and Barager(1977), Mullen (1983) تولئیتی و جزء نوع MORB است . (شکل ۹- ه و ی). سنگ میزبان کرومیت (دونیت و هارزبورژیت) براساس نمودارهای Shervais(1982)، (۱۰۰۰/ Ti در مقابل V)، Giaramita(1988) و(1992) Aria جزء سری بونینیتی است (شکل ۹ -ک تا م).

در اینجا لازم است کمی در مورد سری بونینیتی صحبت شود. Meiger (1980) با بررسی شیمیایی ، بونینیتها را بطور جداگانه بعنوان سری ماگمایی رده بندی کرده است ، زیرا سنگها ی همراه آنها واجد محدوده وسیعی از Mgo (۲۵ - ۲٪) هستند که بعلت تفریق فشار پایین ارتوپیروکسن می باشد. وی این سری را بدین صورت تعریف کرده است : الف) عناصر دیرگداز از Cr, Ni, Mg فراوان بوده و بعلاوه اشباع یا معمولا" فوق اشباع از سیلیس هستند، ب)تراکم و تمرکز عناصر Y, Zr, Ti و خاکهای نادر کم است و ج) مواد فرار آنها نسبتا" زیاد است. خصوصیات ژئوشیمیایی بونینیتها نشان می دهد که از منشاء گوشته(Mantle) کاملا" تهی شده تحت شرایط آبدار مشتق شده اند Dickey and Frei (1982) . آزمایشهای Green (1976) حاکی از آن است که بونینیتها توسط درجات بسیار زیاد ذوب بخشی (بیشتر از ۳۰٪) مواد باقیمانده الیوین و ارتوپیروکسن را ترک می کنند . از سویی الگوی عناصر کمیاب خاکی در نمودار عادی شده براساس کندریت بشکل V باز شده دیده می شود. چنین الگویی را می توان در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی هارزبورژیت و دونیت میزبان کرومیتهای معادن خواجه جمالی نیز دید (شکل ۱۱-ه تا ی) .(Shervais 1982)عنوان نمود که بونینیتها واجد نسبت های Ti /V پایین ، ۱۰ ، یا کمترمی باشند و فراوانی V, Ti بیشتری هستند. مطالعات محققینی همچون Shervais (1982) نشان داده است که V, Ti تحت طیف وسیعی از درجه حرارت و نسبتهای سنگ / آب حتی در نمونه هایی از افیولیتهاکه کاملا" به کلریت + کوارتز تبدیل شده اند ثابت و پایدار است. به همین علت این محقق از مقادیر این دو عنصر جهت طبقه

بندی انواع سنگهای همراه افیولیت استفاده نموده است و براساس نسبت Ti/V هر نوع از سنگها را در محدوده ویژه قرار داده است. براساس این دیاگرام سنگهای میزبان کرومیت معادن خواجه جمالی در محدوده بونینیتی، و گابروهای زون انتقالی در محدوده MORB دایکهای کلینوپیروکسنیت نیز در محدوده ه کالک الکالن قرار میگیرند (شکل ۹-ک).

خاستگاه معادن خواجه جمالی : زمین شناسان ، پس از گسترش نظریه تکتونیک صفحه ای در زمینه نحوه تبلور کرومیت و چگونگی جایگیری آن در غلاف دونیتی نظرات متفاوتی دارند: Dickey (1985) تشکیل کرومیت را در آشیانه ماگمایی واقع در قاعده پوسته اقیانوسی ، زیرخیزهای اقیانوسی را، حاصل ذوب نامتجانس و ته نشینی اولیه از مایعات سیلیکاته می داند. Greenbaum (1977) تشکیل این نوع را نتیجه دربرگرفتن تنگ کرومیتهای چینه سان (Stratiform)پوسته تحتانی در سنگهای گوشته فوقانی(Upper mantle) می داند. Lago et al.1982)معتقدند که کرومیت حاصل تبلور و انباشت دینامیکی، در طول مجراهای عمودی، ثیمه عمودی رو به بالای ماگما است. Nicolas and Prinzhofer (1983) اظهار نمودند که دونیتهای زون انتقالی(Transitional zone) متعلق به گوشته فوقانی هستند زیرا دگرشکلی پلاستیکی آنها بهمان طریق هارزبورژیتها صورت گرفته است. بنابراین فرضیه تشکیل کرومیت انبانه ای همانند تیپ چینه سان صحیح نمی باشد . از طرفی Johan (1986) عنوان نموده است که توده های کرومیتیت و دونیت دربرگیرنده از برهمکنش ماگما با سیالات احیایی در طول زونهای برشی اولیه حاصل شده است ، که این نظریه نه بطور واضح اثبات شده و نه بوسیله دادهای(Johan (1986 توجیه شده است. Paktun (1990) براین باور است که کرومیت در نتیجه ذوب نامتجانس پیروکسنها علاوه بر تبلور مستقیم ، از مذابهای بخشی با ترکیب بونینیتی در انبانه های ماگمایی کوچک ایجاد می گردد. مذابهای بونینیتی در بالای ناحیه بزرگی از گوشته فوقانی زیر تیغه گسترش ایجاد شده و صعود می نمایند، سپس ممکن است که با مایعات MORB واکنش داده و سبب تبلور کرومیت گردند و در Zhou et al. (1996) اعلام داشتند که تبلور کرومیت در تیپ انبانه ای حاصل بر همکنش مذاب - سنگ می باشد بدین صورت که مذابهای بخشی مافیک با ترکیب بونینیتی بسمت بالا صعود کرده و با پریدوتیت های تیپ MORB در گوشته فوقانی واکنش داده و غلافهای دونیتی و کرومیت متبلور می گردند.

با توجه به شواهد صحرایی ، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه و با توجه به دو مدل ارائه شده Zhou et al. (1996) ؛ Paktunk (1990) می توان گفت ژنز معادن خواجه جمالی به بهترین نحو با ذوب بخشی ، تفریق ماگمایی، و فرایند اختلاط ماگمایی در ۷ مرحله توضیح داده می شود که به ترتیب عبارتند از : ۱- تولید مذابهای بخشی در اعماق گوشته و بالا آمدگی پلاستیکی آنها (عدسیهای پریدوتیتی منطقه)، ۲- ذوب مجدد بازماندیها از مراحل ذوب پیشین بشکل مذابهای بونینیتی (قرارگیری شیمیایی سنگ میزبان در محدوده بونینیتی) ، ۳- مخلوط شدگی مذابهای بونینیتی با مذابهای MORB (گابروی زون انتقالی)، ٤- ورود انباشتهای کرومیت بدرون دونیت دیرگداز احاطه کننده، بشکل مجرای بالابرنده ماگما (انبانه‌های قائم معدن حسین خانی)، ٥- تجمع انباشت های کرومیت در انبانه‌های حاصل از فشار همه جانبه (غلافهای دونیتی عدسی شکل موجود در نی پیک)، ٦- ادامه بالاآمدگی انبانه ها و قرار گیری آنها بشکل نیمه موازی در نی پیک و موازی در چشمه بید، نسبت به هارزبورژیت (شکل٦-ج) و ۷- جایگیری سنگ میزبان و انبانه ها در سنومانین (درزه ها و گسل خوردگیهای فراوان در آنها و وجود تورق یافتگی در مرز همبری اولترا بازیکها با گروه بنگستان). در شکل ۱۰ می توان مراحل خاستگاه کرومیت خواجه جمالی را تا مرحله ششم دید.

ژئوشیمی عناصر کمیاب همراه کرومیت : در این بخش به بررسی خاستگاه عناصر گروه پلاتین و تفسیر نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی خواهیم پرداخت . قبلا" روش نمونه برداری تشریح می شود.

روش نمونه برداری : روش نمونه برداری از کرومیت و سنگ میزبان آن شبکه بندی با نمونه برداری حجیم است. بدلیل محدودیت در آنالیز، در هر معدن، هر نمونه کرومیت از مخلوط نمودن چندین نمونه کرومیت واقع در یک امتداد شبکه نمونه برداری مربوطه بدست آمده است بعنوان مثال نمونه مربوط به معدن چشمه بید از اختلاط نمونه های کرومیت باکدهای $CB_4 Chm_2$ CB_3-Chm_2 ،CB_2 Chm_2 ،CB_1-Chm_2 که در یک امتداد قرار داشت بدست آمد این روش برای تهیه دو نمونه سنگ میزبان نیز بکار گرفته شد. بنابراین نمونه های بدست آمده جهت آنالیز شیمیایی یک نمونه میانگین می باشد.

خاستگاه عناصر گروه پلاتین : در مورد خاستگاه و فلسفه

وجودی PGE ها در معادن کرومیت خواجه جمالی در ابتدا باید متذکر گردید که برپایه شواهد ژئوشیمیایی همچون دیاگرامهای پیشنهادی Dickey (1975) و Bonavia (1992) تیپ معادن آلپی است ، از سویی دیگر طبق نمودارهای پیشنهادی Irvin & Barager (1971) و Mullen (1983) گابروی زون انتقالی (جز سیلیس دار موثر در خاستگاه PGE ها) جزء نوع MORB می باشد و سنگ میزبان کرومیت نیز براساس نمودارهای ارائه شده توسط Giaramita (1998)، Arai (1992) و Shervais (1982) به سری بونینیتی تعلق دارند. به منظور بررسی وجود PGE و PGM در کرومیت و سنگ میزبان در وهله اول مطالعاتی بر روی مقاطع صیقلی صورت گرفت و کانیهایی مانند پیریت، پیروتیت ، نیکلین (NiAs) و سولفیدهای ریزدانه یا در زمینه سیلیکاتی و یا در خور دانه های کرومیت شناسایی شدند. سپس به روش ریزکاوالکترونی در سازمان زمین شناسی و اکتشاف مواد معدنی کشور مورد مطالعه قرار گرفتند. نتایج حاصل از این مطالعات عبارتند از : الف) فازهای همراه کرومیت شامل فازهای سولیدی ، سیلیکاتی همراه با فاز سولفیدی ، فاز آرسنیدی و آلیاژ Ni- Fe-Cu-Zn است (شکل ۱۱- الف). آلیاژاسمیم دار در کرومیتهای بافت توده ای متراکم، در چشمه بید، همراه با آلیاژ N i-Fe-Cu-Zn یافت شد (شکل ۱۱- ب)و می توان نتیجه گرفت که این فلز، بلور حبس شده در طی رشد کرومیت است Auge (1985) و Constantin et al. (1980). و نمی تواند حاصل برون رست از کرومیت میزبان باشد. براساس آنالیز کمی نمونه ها بروش تکنیک فعال ساز نوترونی تنها مقادیر کمی ایریدیوم از ۱۲Pbb در سنگ میزبان تا ۰/۳ PPm در نمونه های کرومیت تعیین گردید و سایر عناصر علی رغم وجود (عابدین‌زاده ۱۳۷۶ و رجب زاده ۱۳۷۸) واجد مقادیری زیر حد آشکار سازی تکنیک این هستند. بطور کلی در کمپلکسهای افیولیتی میزان IPGE ها (Ir, Os, Ru) بیشتر از PPGEها (Pt, Pd, Rh) می باشد که دلیل آن فقدان و یا کمبود فاز سولفیدی در این کمپلکسها است Eliopoulos and Vacondicus, (1996). همچنین با افزایش میزان Cr از سنگ میزبان تا انباته های کرومیت معادن خواجه جمالی مقدار گوگرد کاهش می یابد(شکل ۱۱- ج).Amosc et al. (1990) عنوان کرده اند که افزایش Fo_2 سبب کاهش قابلیت انحلال Ir و غنی شدگی IPGE در طی تبلور انباشته ای اولترابازیک می گردد و غنی شدگی IPGE در نمونه های معادن خواجه جمالی بیانگر بالا بودن Fo_2 در زمان تبلور آنها در مذاب بوده است . انحلال Cr, Ir درجه پلی مریزاسیون ماگما را تعیین می کند. از طرفی الویت شدید IPGE, Cr ها ، جهت اشتغال موقعیت اکتاهدری امری ثابت شده است(Peck and Keays 1990، Westland 1981 Mork & Campbel 1986) بطوریکه افت درجه حرارت و افزایش عنصر شبکه ساز Si سبب کاهش تعداد موقعیتهای اکتاهدری و تبلور همزمان اسپینلهای غنی از کروم به همان اندازه Ir می گردد (Campbel et al. 1984 ، Dick and Bullen 1984 و Mork and Campbel 1986). همبستگی مثبت Cr, Ir معادن خواجه جمالی شاهدی براین ادعاست (شکل ۱۱- د). بطور کلی ماگماهای بونینیتی ، واجد ترکیبات بسیار مطلوبی جهت تبلور کانیهای گروه Ir هستند، زیرا نسبت به سایر ماگماهای مافیک هم از نظر PGE و هم از نظر سیلیس بیشترین غنی شدگی را دارند (Peck and Keays 1990). این خصوصیت منجر به قابلیت انحلال پایین Cr, IPGE(s) اولیه می گردد و همانگونه که در بالا اشاره گردید طبق دیاگرامهای موجود ، سنگ میزبان معادن کرومیت خواجه جمالی متعلق به سری بونینیتی است. Shervais (1982) و Auge (1986) به همان خوبی غنی از کروم Al در کرومی غنی از Irبیان نموده‌اند که بستگی به ترکیب کرومیت ندارد که تشابه الگوی Irرخ می دهد و وجود همانند معادن خواجه جمالی بیانگر این (Ir, Cr) و (Ir, Al)همبستگی مطلب است است (شکل ۱۱- د و و). با توجه به این حقیقت و نتایج بدست هایPGMآمده از تکنیک ریز کاو الکترونی می توان عنوان نمود که در کرومیت خواجه جمالی در طی رشد کرومیت بدام Irحاوی افتاده و قبل یا همزمان با کرومیت متبلور می گردند (Constantin 1980 , Talkington et al. 1983 Stockman & Hlava 1984 Auge 1985).

عناصرکمیاب خاکی : درشکل ۱۱- ه و ی می توان نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی کرومیت و سنگ میزبان آنرا(دونیت و هارزبورژیت) در معادن خواجه جمالی ملاحظه نمود، که براساس داده های Taylior (1985) و Wakita and Ray (1971) نسبت به شخانه کندریتی عادی شده است و بیانگر حقایق زیر می باشد: (الف) کرومیت و سنگ میزبان آن از نظر بخش سنگین (HREE) غنی شده هستند در حالیکه از نظر بخش سبک (LREE) تهی شده هستند به استثناء عناصر Ce, Nd، (ب) آنومالی Eu منفی است که حاکی از تفریق در این عنصر است ، (ج)الگوی V باز شده یا تعقر رو به پایین حاکی از تشکیل بازماندها در طی فرایند ذوب متوالی غیر تعادلی است یعنی مذاب با کانیهای مذاب در تعادل نمی باشد. بعبارت دیگر تایید کننده ذوب بخشی است(Prinzhofer & Auegre 1985). الگوی V باز

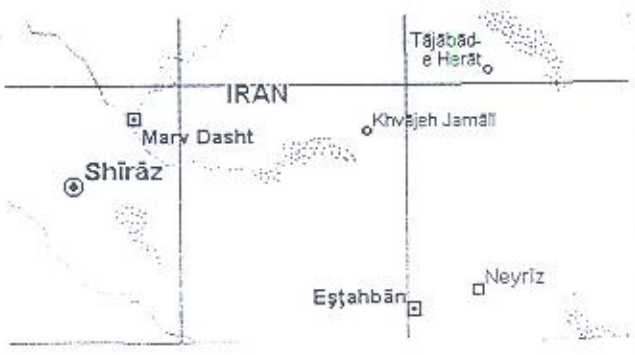
شده REE یکی از نشانه های وجود سری بونینیتی در منطقه است که Meiger (1981) نیز بدان اشاره نموده است. غنی شدگی Ce, ND می تواند بعلت عملکرد محلولهای گرمابی و تحرک بیشتر کمپلکسهای کربناته عناصر نادر خاکی نسبت به انواع سنگین (HREE) باشد (عابدین زاده ۱۳۷۶).

نتیجه گیری :

۱- خاستگاه کرومیت معادن خواجه جمالی به بهترین نحو با ذوب بخشی، تفریق و اختلاط ماگمایی توضیح داده می شود، ۲- گابروی زون انتقالی به جامانده از مذاب نوع MORB می تواند یکی از مهمترین راهنماهای اکتشافی کرومیتهای نوع آلپی باشد، ۳- فلزات گروه پلاتین در حین تبلور و تفریق ، و اختلاط ماگمای بونینیتی با گابروی زون انتقالی نوع MORB، همراه با تبلور و و جایگیری کانسارهای کرومیت شکل می گیرند و ٤- الگوی Vشکل REE تایید کننده ذوب بخشی و شاهدی دیگر مبنی بر وجود سری بونینیتی در منطقه مورد مطالعه است.

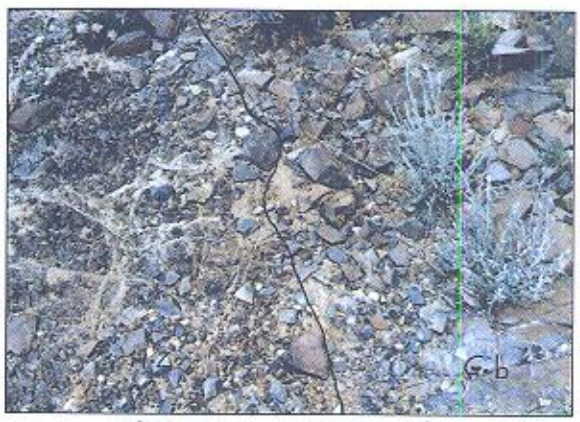
شکل ۲- آثار تورق یافتگی شدید در کنتاکت توده افیولیتی با گروه پنگستان (چشمه بید)

شکل ٤- ساخت فلسی در دونیت توالی انباشتی در معدن کشتک



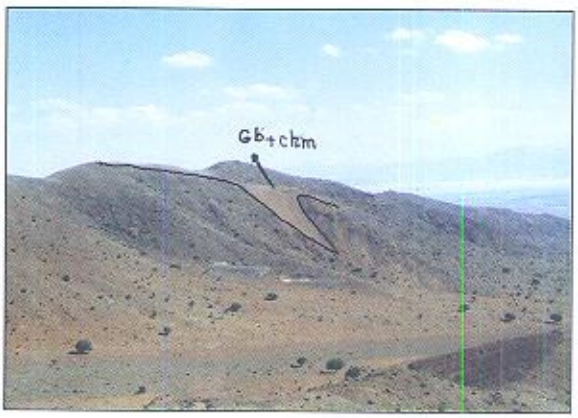
شکل ۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه

شکل ۵- الف – عدسی پریدوتیت – نی پیکر.

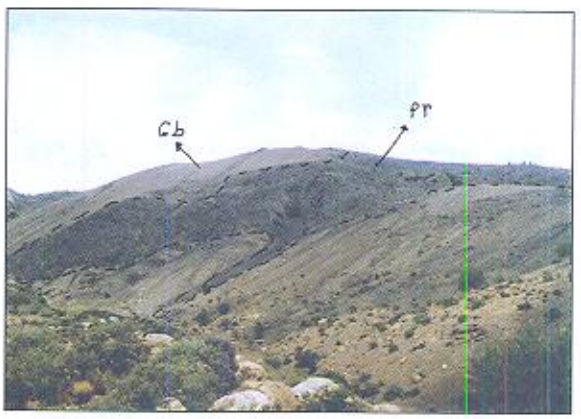


شکل ۵- ب – گابروی زون انتقالی دوتویه (Gb)در مجاورت هارزبورژیت (Hz)مرز همبری از نوع انتشاری است .

شکل ۵- و- انباته کرومیت استخراج شده مجاور گابروی زون انتقالی (دوتویی، واقع در محدوده شکل ۵ – ج)



شکل ۵- ج – گابروی انتقالی همراه با دونیت و کرومیت

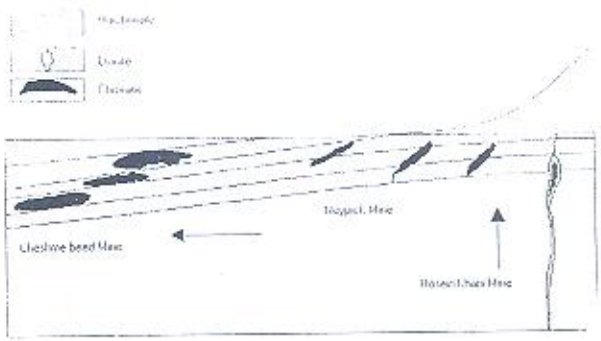


شکل ۵ - د- گابروی زون انتقالی مجاور هارزبورژیت در معدن کشتک

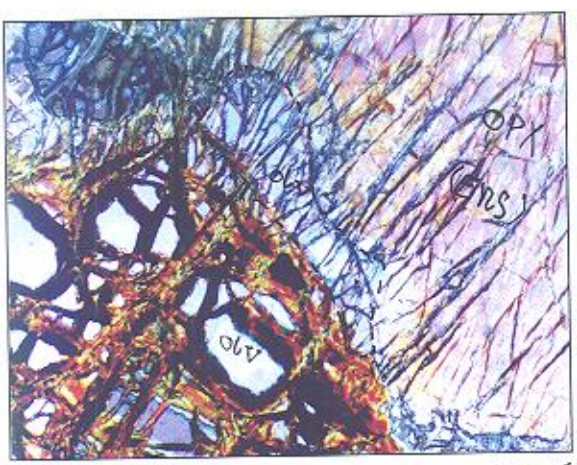
شکل ٦- الف- انباته های قائم کرومیت به شماره های ۱و ۲و ۳ در معدن حسین خانی با غلاف دونیتی (DU)

شکل ٦- ب - انباته نیمه موازی و عدسی شکل کرومیت (chm) دونیتی (Du) در معدن تی پیک

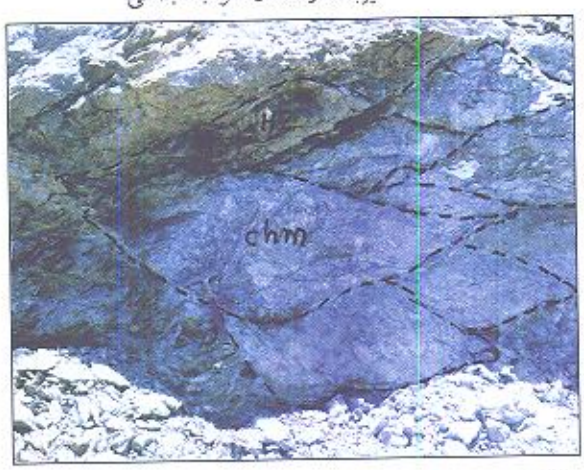
شکل ٦- و - گسل خوردگی و درزه‌های فراوان در سنگهای اولترابازیک



شکل ٦- ج - تصویری ساده شده از وضعیت قرارگیری انباته ها نسبت به سنگ میزبان در معادن خواجه جمالی

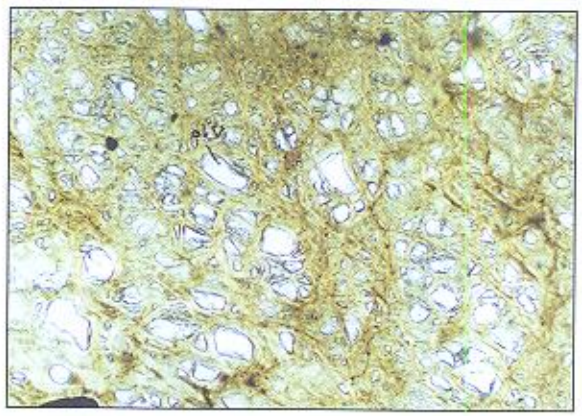


شکل ۷- الف - عدسی پریدوتیتی دارای الیوین (olv) و ارتوپیروکسن LP-30x(opx)



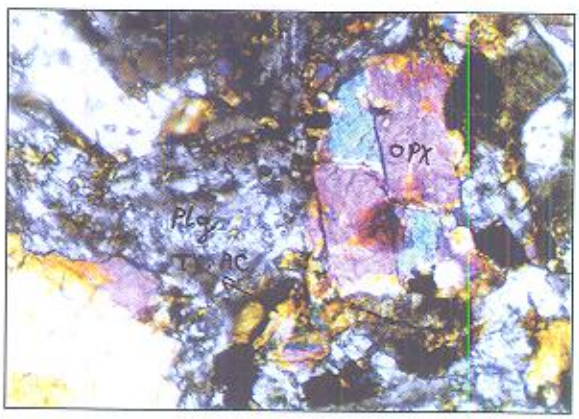
شکل ٦- د- وجود فولیاسیون های مشخص در کرومیت (chm) و سنگ میزبان آن (Hz)

شکل ۷- ب - هارزبورژیت میزبان کرومیت (معدن چشمه بید)- Ln-30x

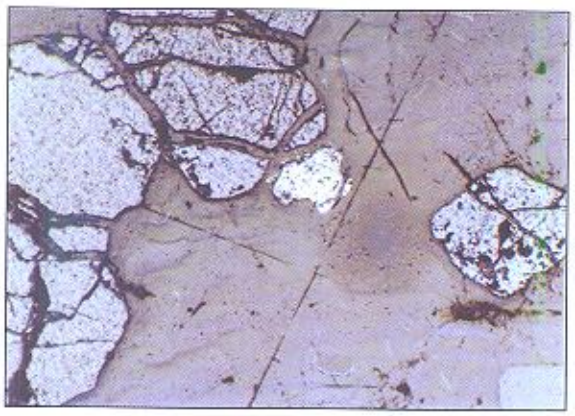


شکل ۷- ج – دونیت توالی انباشتی واجد بافت غربالی و بافت اولیه انباشتی (Ln-30x)

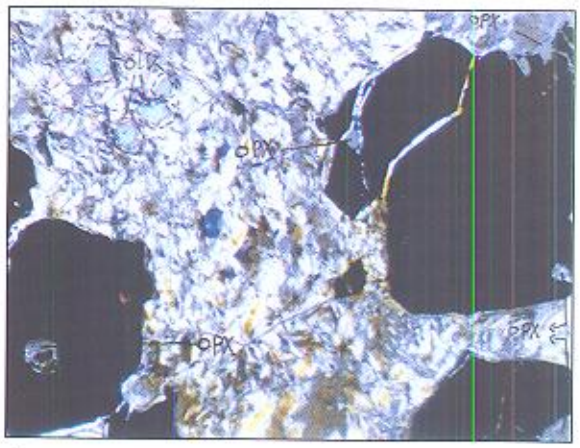
شکل ۸- الف- بافت مشبک



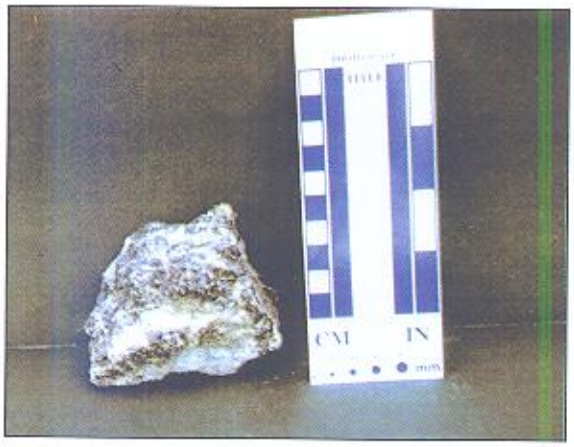
شکل ۷- د- گابروی زون انتقالی با بافت ارتوکومولا و ساب افیتیک (LP-30x)



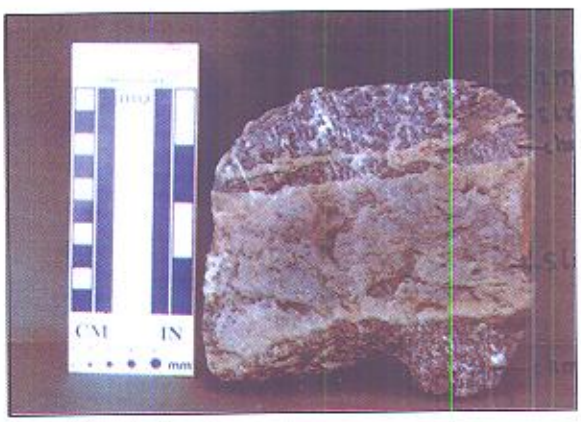
شکل ۸- ب – بافت افشان



شکل ۷- و- همرشدی کرومیت – ارتو پیروکسن (opx). در این شکل می توان الیوین های دگرشکل شده (olv) را ملاحظه نمود.

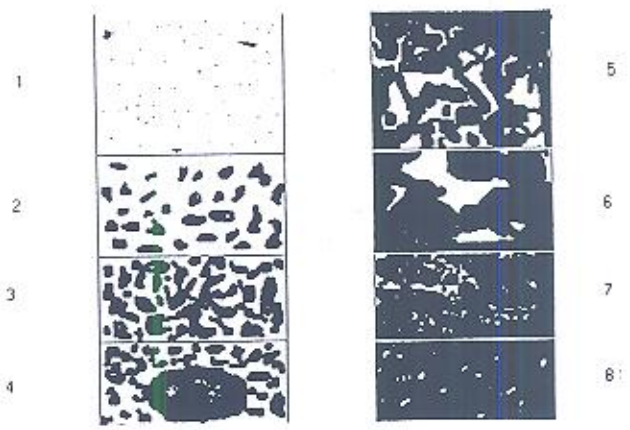


شکل ۸ – ج – ساخت نودولار

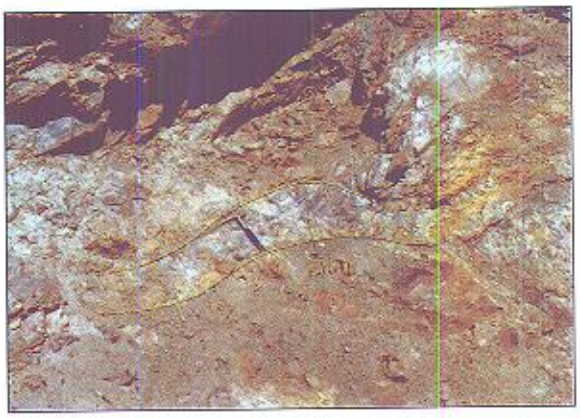


شکل ۸- د- ساخت نواری

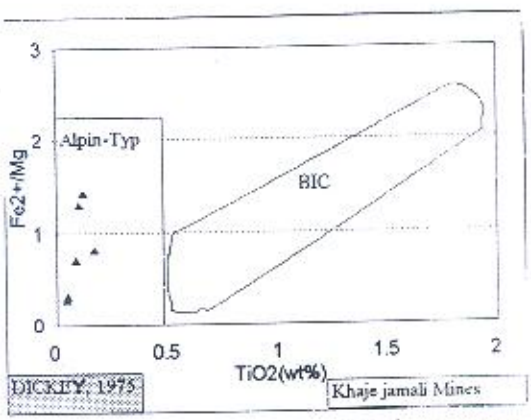
شکل ۸- ه – بافت توده‌ای متراکم



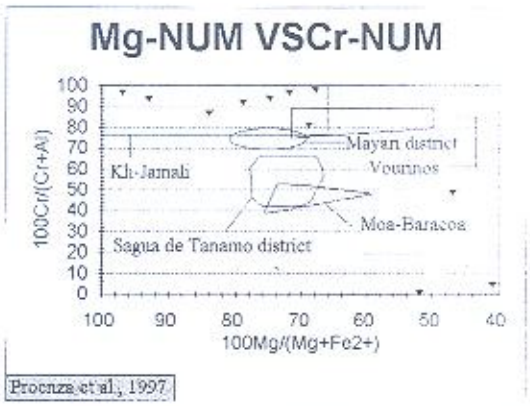
شکل ۸- ی – تصویری شماتیک از مراحل تبلور کرومیت و تشکیل انواع ساخت و بافت



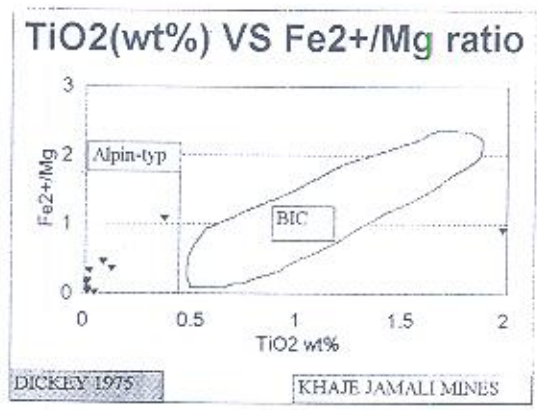
شکل ۸- و – ساخت چینه سان با ناپیوستگی مشخص (chm) در معدن متروکه انجیرک



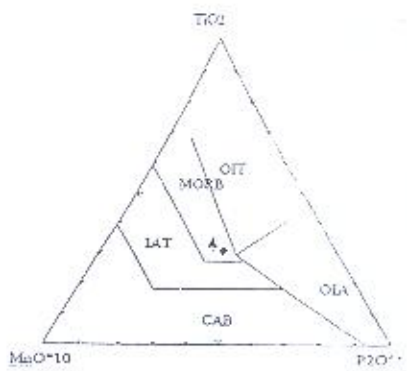
شکل ۹- الف – قرارگیری نمونه های کرومیت خواجه جمالی در محدوده تیپ آلپی



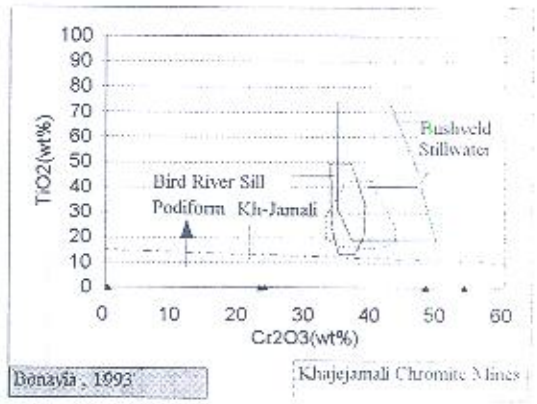
شکل ۹- و- مقایسه، ترکیب شیمیایی سنگ میزبان کرومیت خواجه جمالی با پاره‌ای از کمپلکسهای تیپ آلپی



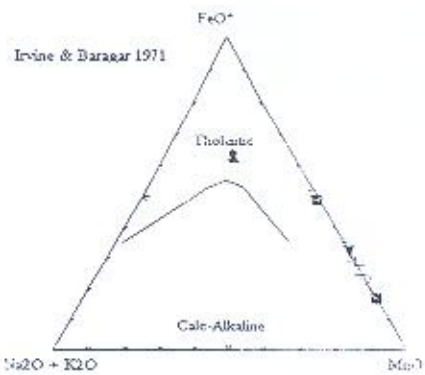
شکل ۹- ب – قرارگیری نمونه های سنگ میزبان معادن در محدوده، تیپ آلپی



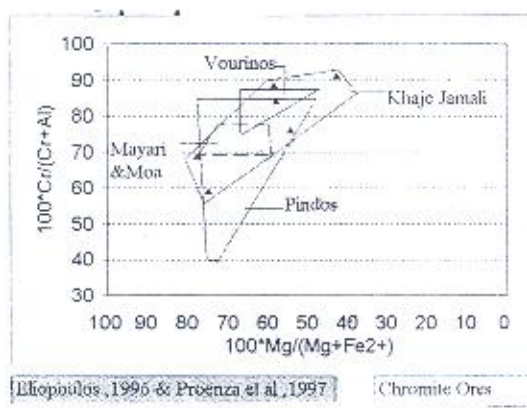
شکل ۹- ه - قراگیری نمونه‌های گابروی زون انتقالی در محدوده، MORB



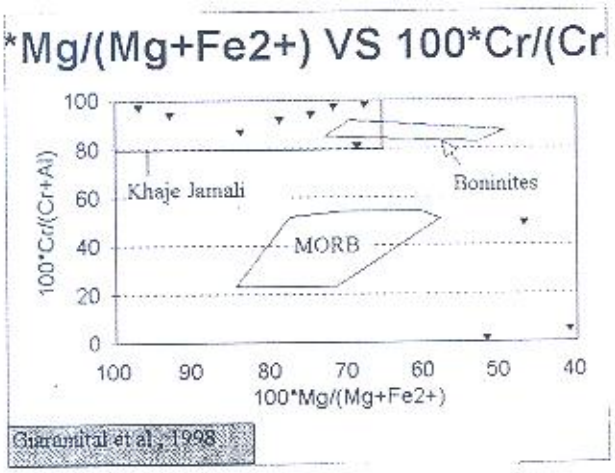
شکل ۹- ج- قرارگیری نمونه های کرومیت و سنگ میزبان در محدوده، کرومیت‌های پادیفرم



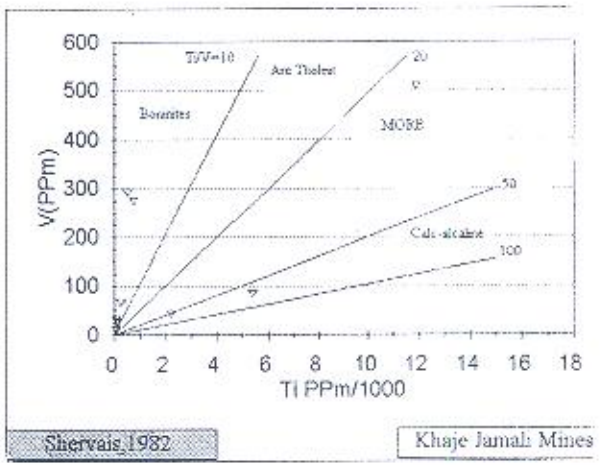
شکل ۹-ی- همانطور که در این تصویر می بینید گابروهای زون انتقالی در بالای نمودار و در محدوده ،تولئیتی قرار دارد. سایر نمونه ها برروی ضلع Feo-Mgo قرار می گیرند.



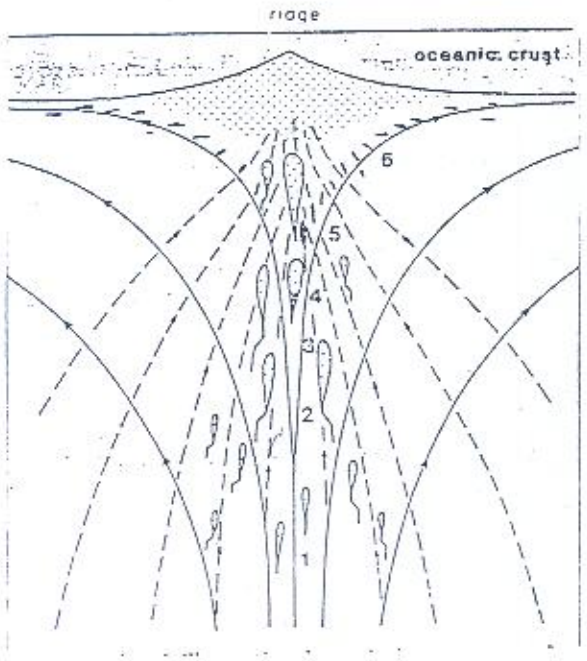
شکل ۹- د- مقایسه ترکیب شیمیایی کرومیت خواجه جمالی با بعضی از کمپلکسهای تیپ آلپی



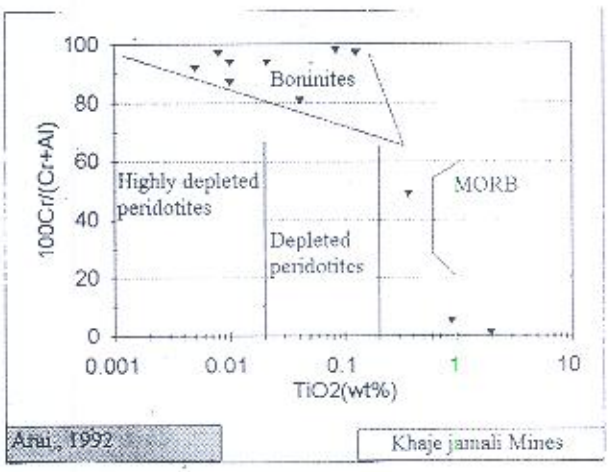
شکل ۹-ل – قرارگیری نمونه‌های سنگ میزبان کرومیت سری خواجه جمالی در محدوده سری بونینیتی (Giaramita et al.1998)



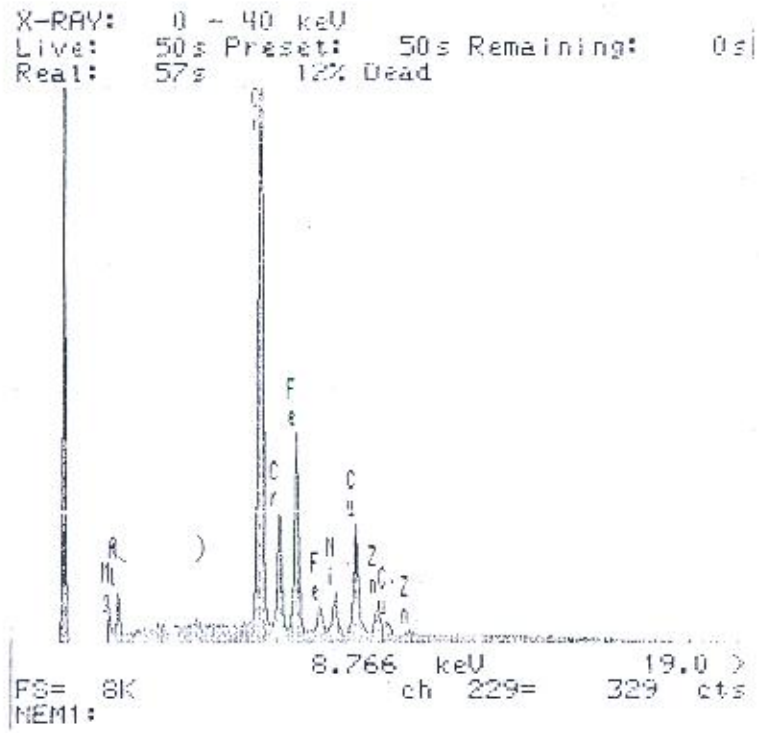
شکل ۹-ک- قرارگیری سنگ میزبان کرومیت‌های خواجه جمالی در محدوده سری بونینیتی براساس مقادیر V در مقابل Ti



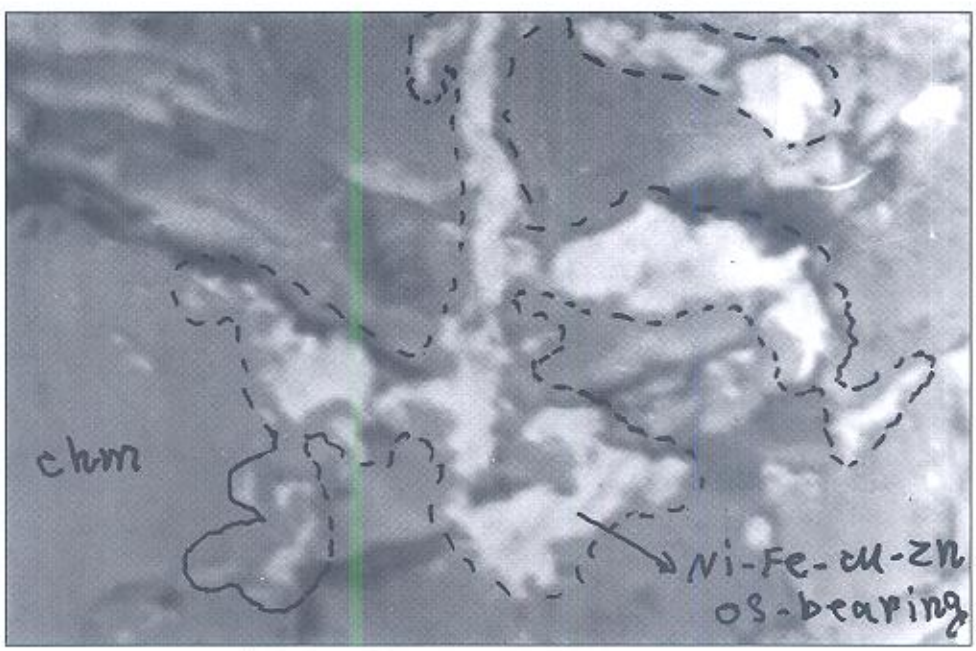
شکل ۱۰ – تصویر ساده از مراحل تشکیل کرومیت در خواجه جمالی اقتباس از (Shaw1980, Ribe1988)



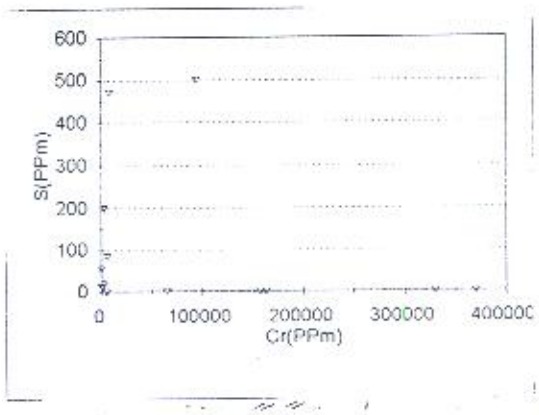
شکل ۹-م – قرارگیری سنگ میزبان کرومیت‌های خواجه جمالی در محدوده سری بونینیتی (Aria 1992)



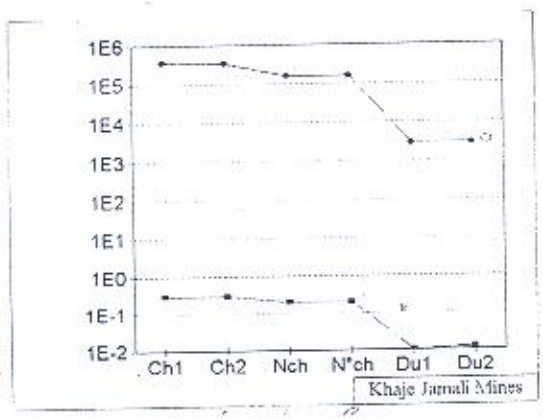
شکل ۱۱- الف- نمودار حاصل از مطالعات ریز کاو الکترونی به روش E.D.S که آلیاژ Ni-Fe-Cu-Zn را همراه با فاز سیلیکاتی (Mg-Si-Al) نشان می دهد



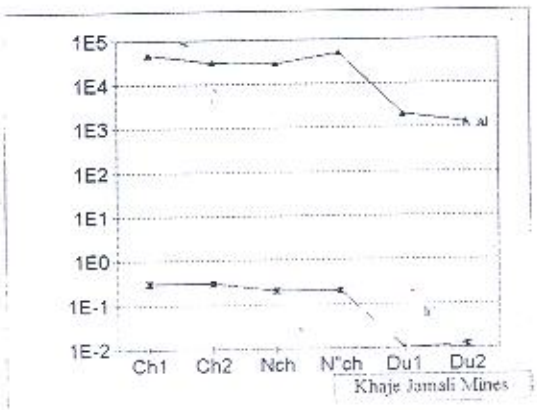
شکل ۱۱- ب – آلیاژ Ni-Fe-Cu-Zn واجد اسمیم در کرومیت چشمه بید، با عدم جهت یابی ترجیهی مشخص (رنگ روشن) در بلور کرومیت (زمینه خاکستری) بزرگ نمایی X- ۳۰۰۰۰



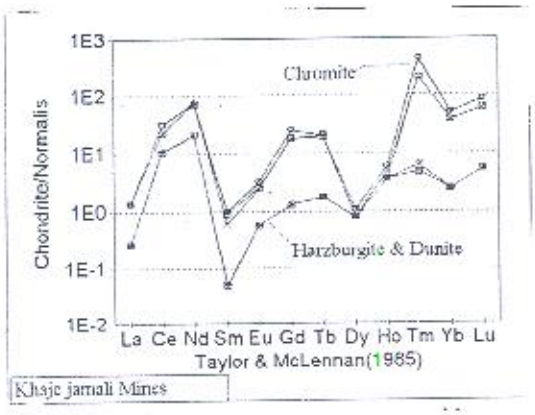
شکل ۱۱- ج- تغییرات گوگرد (S) در مقابل مقدار کروم (Cr)



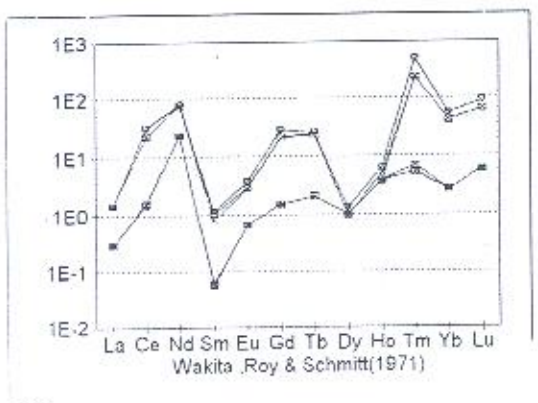
شکل ۱۱- د- همستگی مثبت کروم (Cr) در مقابل ایریدیوم (Ir) از کرومیت تا دونیت



شکل ۱۱- و- همبستگی مثبت آلومینیم (Al) در مقابل ایریدیوم (Ir) از کرومیت تا دونیت



شکل ۱۱- ه – نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی کرومیت و سنگ میزبان آن (دونیت و هارزبورتیت)در محدوده خواجه جمالی (مقادیر براساس داده‌های تیلور و مک لفان نرمالیزه شده است)



شکل ۱۱-ی- نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی کرومیت و سنگ میزبان (دونیت و هارزبودتیت) در معادن خواجه جمالی (مقادیر براساس داده‌های واکیتا، روی و اشمیت نرمالیزه شده است

کتابنگاری

آسیابانها، ع.، ۱۳۷٤- بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی ، ترجمه (دیویدشلی) دانشگاه بین المللی امام خمینی، ۶۳۰ص.

دخیلی ، م .ت.، ۱۳۷۷- پترولوژی ، مجموعه های اولترامافیک- مافیک ، سمینار درس افیولیت دوره دکترا، شاخه پترولوژی، دانشگاه شهید بهشتی ، دانشکده علوم زمین ، گروه زمین شناسی ، ۱۲٤ ص.

رجب زاده ، م. ع.، ۱۳۷۰- جایگاه زمین شناسی و سنگ شناختی کانسارهای کرومیت، در شمال غرب افیولیت نی ریز، منطقه آباده طشک، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز ، بخش زمین شناسی.

رجب زاده ، م .ع.، ۱۳۷۸ - کانه زایی عناصر گروه پلاتین در کانسارهای کرومیت مناطق افیولیتی ، فشرده مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز، ص ۲۶۵ – ۲۶۱ .

شیخی کاریزکی ، ح.، ۱۳۷۱- پتروگرافی و پترولوژی سنگهای افیولیتی ، ناحیه خواجه جمالی شیراز و .... دانشگاه آزاد اسلامی تهران، رساله دکترا.

عابدین زاده، و.، ۱۳۷٦- مطالعه میانبارهای جامد واقع در کرومیت مناطق اسفندقه، فاریاب و آباده طشک <، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، بخش زمین شناسی .

وطن پور، ح. ر. و آفتابی ، ع.، ۱۳۷٦- بررسی مهمترین انواع بافت و ساخت کانسارهای کرومیت در مناطق گفت و فرومد سبزوار، فصلنامه علوم زمین ، بهار و تابستان ،سال ششم ، ص ۵۵- ٤۰ ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

نجم الدینی ، ا.، ۱۳۷٤- مطالعات ساختاری و زمین شناسی انبانه های کرومیتی منطقه چشمه بید، نی ریز- استان فارس ، دانشگاه شیراز، رساله کارشناسی ارشد.

ندیمی ، ع. ر. و سرکاری نژاد ، خ.، ۱۳۷۷- تحلیل ریز ساختاری حرکت پلاستیکی هارزبورژیتهای افیولیت تبریز، دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران ، دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۲۸۱- ۲۷۷.

ندیمی ، ع. ر.، ۱۳۷۸ - بررسی سیستمهای لغزش بلوری الیوین در افیولیت نی ریز با استفاده از داده های U- STAGE ، سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز، ص ۶۵۷-۶۵۳ .

مقتدری ، ا.، ۱۳۷۸- بررسی کانی شناسی ، سنگ شناسی و ژنز معدن کرومیت خواجه جمالی ، نی ریز، استان فارس؛ پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی ، دانشکده علوم زمین، گروه زمین شناسی ، ۳۲۳ صفحه .

Reference

Amose, J., Allibert, M., Fisher, W., and Piboule. M., 1987- "A study of the influence of oxygen and sulfur fugacities on the differentiation of platinoids in ultramafic magmas; Preliminary results. Acad. Sci. [Paris] Comptes Rendus, V, 304, P 1183-1185.

Aria. S., 1992- "Chemistry of Chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry" , Minc. Mag, vol 56, 173-184.3

Auge, T., 1985- "Platinum- group Mineral inclusions in ophiolitic chromitic from the vourinous complex, Greece: Cana. Minerglogist, V.26, P 177-192.

Bonvia, F.F, Diella, V., Ferrario, A., 1993- "Precambrian podifrom chromitities from kenticha Hill. Southern Ethiopia, Econ. Geol. 88:198-202.

Cameron. E. N., 1983 - "Evolution of the lower critical Zone, central Sector, Eastern Bushveld complex and its chromite deposits", Econ. Geol, 75, 845-871.

Campbell. I.H, Barnes. S.J. , 1984- "A model for the geochemistry of the platinum- group elements in magmatic sulfid deposits" cana. Mineralogist , V.22, PP 151-160.

Cassard, D, Nicolas. A, Rabinovitch. M, Moutte, J, Leblace. M and Prinzhofer. A.,1981- "Structural classification of chromite pods in sothern New Caledonia" , Econ. geal, Vol. 176, PP 505-581.

Cocherie, A, Auge. T and Meyer ., 1989- "Geochemistry of the platinum- group elements in various types of spinels from the vourinos ophiolitic complex, Greece" chem. Geo. V.77 PP 27-39.

Constantinides et al ., 1980 - " The occurrence of platinum- group minerals in the chromitites of the kekkinorotsos chrome mine, cyprus. In ophiolites, proc". Int. Ophiolite symp (cyprus)(A.Panayiotouo). Gool. Surv. Dep. Nicosia.

Dickey. J.C, JR ., 1974 - "A hypothsis of origin for podiform chromite deposits" geoche. Cosmo.acta, Vol 139, PP 1061-1074.

Economou- Eliopoulos. M. ,1986- "Platinum group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: Implications for their exploration" , Ore, geo. Rew. V.11 PP 363-381.
Eliopoulos. M ., 1996- "Platinum group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: Implication for their exploration", ore, geo. Rew. V.11, pp363-381.
Elipoulos. M, parry. S.J., 1997- "Platinum group element content of chromite ores from the othyres ophiolite complex, Greece: Mineral deposits, papuneted, Balkma, Rotterdam, ISBN 9054108894
Giaramita, M, Macpherson. G.J.Phipps. S.P. ,1998- "Petrologically diverse basalts from a fossil oceanic forearc in california: The lanada and Blaok mountain remnants of the coast range ophioloite", GAS. Bull, V 11. No. 5 P 553-571.
Green. D.H., 1975- "Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics' Geology, 3-15-18.
Greenbaum, D., 1977- "The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, cyprus" Econ. Goel., V.79, pp1175-1194
Guild. P.W ., 1947- "Petrology and structure of the Moa district, orient province, cuba, Ame. Geophys, union, trans., 28, 218-246.
Irvin. T.N, Barager. W.R.A., 1971- "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, candian Journal of earth sciences, vols, pp. 523-548.
Lago. B.L, et al, (1982), "Podiform chromite ore bodies: a genetic model" J. pertol., 23:103-125.
Lensch. S .,1986- "Major element gochemistry of the ophiolites in north - eastern Iran" , Geol. Surv. Iran.
Meijer .,1980- "Primitive are volcanism and a boninite series: examples from western pasific island arcs. In the Tectanic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands "ed. D.E.Hayes" Amer. Geophys. Union Mongor. 23. PP 269-289.
Mullen. E.D .,1983- "Mon/Tio2/P2O5: a minor element discriminant for Basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, Earth and planetary science letters, vol. 62,pp.53-62
Nicoloas. A, and Prinzhofer. A.,1983- "Cumulative or residual origin for the transition zone in ophilites. Structural evidence", J.petrol., 24:188-206.
Paktunc. A. D., 1990- "Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segeration and magma mixing in upper mantle" Ore, geol. Rew. V.5, P 211-222.
Peck. D. C., keays. R. R., 1990- " Geology geochemistry, and oriin of platinum- group elements-chromite occurrences in the ..." , Econ. geol, V. 85, PP 765-793.
Prinzhofer, A., and Allegre, C.J.,1985 -Residual Peridotite and the mechanism of partial melting. Earth Planet. Sci. Lett., 74, 251-265.
Proenza. J, Gervilla. F, Melgarejo. J.C. ,1997- "Compositional variation of podiform chromitite among different mining districts in the Mayari Baracoa ophiolitc belt", Mineral deposits, Paounen (ed) Balkema Rotterdom.
Ribe. N.M, 1988- "Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon?". Econ. Geol., 83:1034 -1036.
Ricou., 1975- "Les racianes denappes du crossiant opiolitique peri-arab" sympo. Geodyn. Sw.Asia, Thran abstr. P43, in Geol. Surv. Iran; Tehran.
Shaw. H.R, 1980- "The fracture mechanism of magma transport from the mantle to the surface" In: R.B. Hargraves, physics of magmatic processes. Princetcne univ. press. Princton. N.Y., 201-265.
Shervais. J.W, 1982- " Ti- V' plots and the petrogenesis of modern and ophiolitc lavas" , Earth. Plan. Sci. Letter. V. 59, PP 1010-118.
Stockman. H.W, Hlava.P.F., 1984- "Platinum- group minerals in Alpinc chromitites from southwestern Oregon", Econ . Geol., V.pp.491-508.
Talkington. R.W, Lipin. B.R., 1986- "Platinum-group minerals in chromite seams of stillwater complex, Montana" Econ. geol. Vol 81, PP 1179-1176.
Zhou. M.F, Bai. W.J., 1992- "Chromite deposists in china and their origin", Mineral. Deposita., V 27 P 192-199.
Zhou. M.F, Robinson. P.T, Malpas. J, Li. Z.,1996- "Podiform chromite in the loubusa ophiolite ...", Jour. Of petrol, V 37, No.1.

* دانشکده علوم زمین ، گروه زمین شناسی ، دانشگاه شهید بهشتی ، تهران ، ایران
** دانشکده علوم زمین ، گروه زمین شناسی، دانشگاه شیراز – ایران

* Shahid Bcheshti University , Earth Scienc Faculty , Geology Department, Tehran, Iran
** Shiraz University,Earth Scienc Faculty, Department of Geology , Iran