



سنگ نگاری، ژئوشیمی و ژنز کانسار کرومیت کوهی (افیولیت ملانژ رباط سفید)، شمال-شرق ایران

زینب محمدزاده^{*}، خسرو ابراهیمی نصرآبادی، سید احمد مظاہری، فرزین قائمی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۲۱، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۲۵)

چکیده: مهمترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه‌ی رباط سفید به مجموعه‌ی افیولیتی با سن کرتاسه فوقانی وابسته است که به ترتیب فراوانی شامل الترامافیک‌های سرپانتینی شده (دونیت، هارزبورگیت و پیروکسنیت)، گابرو و دایک‌های دیابازی رودنگیتی شده است. لenzaهای کرومیتی در واحد هارزبورگیت و دونیتی بهشت سرپانتینیزه قرار گرفته‌اند و مخصوصاً همیافتی بسیار نزدیکی با واحد دونیتی دارند به نحوی که غلاف‌های دونیتی در برگیرنده‌ی لenzaهای کرومیتی، با ضخامت چند سانتی‌متر تا چندین متر در منطقه مشاهده می‌شوند. بافت‌های اولیه واحدهای کرومیتی شامل بافت مشبك و افshan و بافت‌های ثانویه از قبیل بافت برشی، کششی و کاتاکلاستیک می‌شوند. وجود بافت‌های توده‌ای و افshan و نیز غلاف دونیتی کرومیت‌ها ممکن است که این ذخایر به صورت همزائی تشکیل و در خلال جایگیری مجموعه افیولیتی و در نتیجه زمین ساختی فعال منطقه قطع و جابجا شده‌است. انطباق میان پراکنده‌ی موقعیت اندیس‌ها و نیز روند سری گسل‌ها با راستای NE-SW بیانگر آن است که در جابجایی این ذخایر کرومیت گسل‌ها بیشترین نقش را بازی کرده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که کرومیت منطقه کوهی دارای مقادیر میانگین Cr_2O_3 (٪ ۴۹,۵۴)، MgO (٪ ۲۰,۲۹)، TiO_2 (٪ ۰,۱۹)، Al_2O_3 (٪ ۲,۴۴) و $\text{Al}/(\text{Cr} + \text{Al})$ (٪ ۰,۹۵ تا ٪ ۰,۸۶) است، نسبت $\text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al}$ (٪ ۷/۹ تا ٪ ۰/۹۵) که نشان دهنده کرومیت‌های غنی از کروم و دارای آلومینیوم پائین است که در فلزشناسی می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. بالابدن مقدار Cr_2O_3 و MgO در این کانسار حاکی از تبلور کرومیت‌ها از ماقمایی با درجه‌ی ذوب‌بخشی بالاست. مقادیر پائین Al_2O_3 و TiO_2 - $\text{Al}/(\text{Cr} + \text{Al})$ کرومیت‌های منطقه که در گستره‌ی کانسارهای نوع انبانی مشتق شده از سری ماقمایی جزایر قوسی و سری ماقمایی بونینیتی در محیط زمین ساختی منطقه چندفرورانشی است، همچنین تهی شدگی Ti و غنی شدگی Th در نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه تأیید کننده خاستگاه ماقمایی وابسته به زون فرورانش است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های اولترامافیک؛ رودنگیتی شدن؛ کانی‌شناسی؛ تاثیرات زمین ساختی؛ ژئوشیمی و ژنز؛ کاربرد صنعتی.

(رباط سفید)، بخشی از افیولیت‌های ایران مرکزی است که خردقاره‌ی مرکز و شرق ایران مرکزی را در بر گرفته‌اند [۱]. از سنگ‌های بسیار شاخص کرتاسه‌ی بالای ایران مرکزی، آمیزه‌های افیولیتی-رسوبی این زمان است که در محل کافت‌های ژرف درون قاره تشکیل شده و در حال حاضر، به دلیل بسته

مقدمه منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی شمال تربت حیدریه در مسیر اسد آباد ۷ کیلومتری جاده آسفالتی شرق روستای کوهی در مختصات جغرافیایی با طول $N ۳۸^{\circ} ۳۹' ۳۵''$ و $E ۵۹^{\circ} ۱۷' ۲۳''$ قرار گرفته است. افیولیت ملانژ شمال تربت حیدریه

* نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۰۵۱۱ ۸۷۹۷۷۷۵، پست الکترونیکی: zaymohammadzade@rocketmail.com

سفیدابه) متعدد وجود دارد [۵]. به طور کلی تمام ذخایر کرومیت اقتصادی شناخته شده‌ی ایران به این زمان بوده و کانی سازی کرومیت کوهی مربوط به این فاز کانی سازی وابسته است.

روش بررسی

هدف از این پژوهش بررسی نتایج سنگ نگاری و ژئوشیمی و تهییه نقشه‌ی زمین‌شناسی در منطقه کانسار کرومیت کوهی (به منظور تفکیک واحدهای سنگی) است. در این راستا بررسیهای سنگ نگاری شامل کانی‌شناسی و تشخیص بافت در ۶۵ نمونه برداشت شده از منطقه شامل: ۴۵ مقطع نازک، ۶ مقطع نازک صیقلی و ۱۴ بلوک صیقلی و آنالیز XRD انجام گرفت. به منظور بررسی ژئوشیمیایی منطقه تعداد ۸ نمونه از کرومیتیت‌ها به روش XRF و تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌های منطقه (سنگ‌های الترامافیک‌های دربرگیرنده کرومیتیت‌ها) به منظور بررسی عناصرکمیاب به روش ICP-MS آنالیز شدند (جدول ۱).

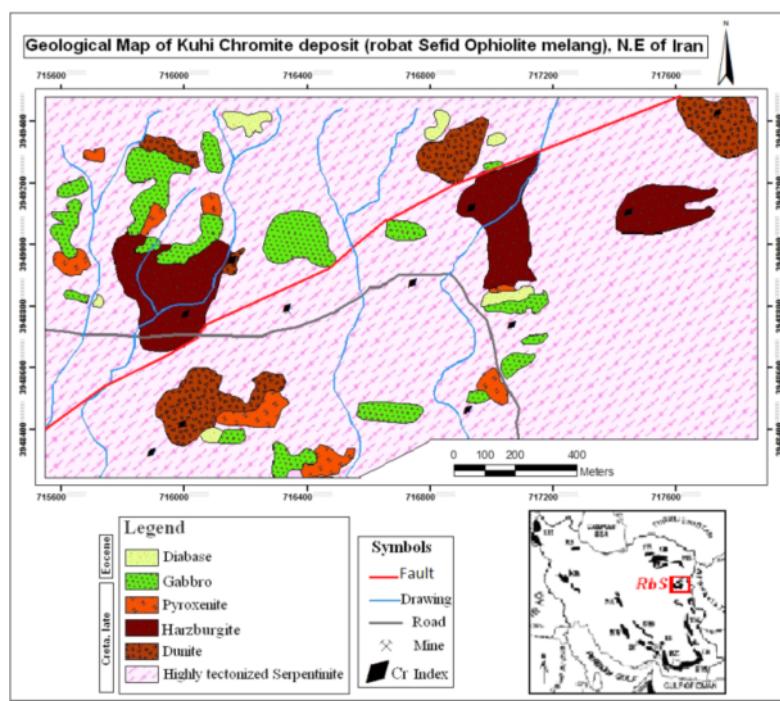
سنگ‌شناختی منطقه کوهی

قدیمی‌ترین رخساره‌ی سنگی موجود در منطقه کوهی به واحد سرپانتینیت‌های به شدت تکتونیزه با سن کرتاسه‌پایین وابسته است و واحدهای دیگر به ترتیب سنی عبارتند از واحد‌های (باسن کرتاسه بالا): دونیت، هارزبورگیت، پیروکسینیت، گابرو هماه با دایک‌های میکروگابرو، دیاباز. سرپانتینیت بخش وسیعی (٪۷۰) از منطقه را شامل می‌شود. سنگ‌های الترامافیکی اعم از هارزبورگیت و دونیت وغیره تحت تاثیر دگرسانی شیمیایی، سرپانتینیت شده‌اند (شکل ۱).

شدن کافت، به صورت آمیزه‌ای از پوسته‌های اقیانوسی، و رسوب‌های پلازیک در راستای برخی گسل‌های طولی و مهم ایران مرکزی بروزند دارند و بیرون زدگی آن، نشانگر محل تقریبی زمین درزهای کهن پیرامون صفحه‌های ایران مرکزی است. براساس تقسیم بندی [۲] مجموعه‌ی افیولیتی شمال ایران از دو گروه تشکیل شده است ۱- افیولیت‌های پالئوزوئیک ۲- افیولیت‌های مژوزوئیک نظریافیولیتملانژ شمال تربت حیدریه و سبزوار وابسته به پوسته‌ی اقیانوسی نتوتیس. منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از زون افیولیت ملانژ شمال تربت‌حیدریه (رباط سفید) را تشکیل می‌دهد، که به خاطر بسته‌شدن اقیانوس نتوتیس است. در افیولیت‌ها نهشته‌های کرومیتی با یک قاعده‌ی کلی در شکل‌های مختلف غالباً در بالای افق‌های گوشه‌ی فوقانی نزدیک مرز گوشه – پوسته و یا به اصطلاح در زون انتقالی مoho جایگیری می‌کنند [۴,۳]. کانسارهای کرومیت نیامی در واحدهای سنگی اولترامافیکی سرپانتینی شده مربوط به مجموعه‌ی افیولیتی قوار دارند. این واحدها اصولاً شامل هارزبورگیت و دونیت سرپانتینیزه و کانی‌های اولیه آن‌ها (اولیوین و پیروکسن) می‌شوند که تحت تأثیر دگرسانی، دگرگونی و هوازدگی، کانی‌های ثانویه‌ای مانند انواع سرپانتین، تالک، هونتیت، کلریت و... را تشکیل داده‌اند. در زمان نسبتاً کوتاه کرتاسه‌پسین - پالئوزن، هماه با رخداد زمین‌ساختی - ماجمایی لارامید در سرزمین ایران، کانی‌سازی کرومیت نیز صورت گرفته است. این کانی‌سازی، بیشتر با ایجاد افیولیت‌ها هماه است. در شمال‌باختری (قشلاق خوی) و شمال‌خاوری (ناحیه سبزوار و تربت‌حیدریه)، در منطقه‌ی نیریز، جنوب‌خاوری ایران (فنوج، خاش، محور کارواندر و

جدول ۱ نتایج حاصل از آنالیز ICPMS تعدادی از نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه کوهی

Eleme	Ba	Ce	K	La	Nb	P	Pb	Rb	Sr	Th	Ti	U	Y	Yb	Zr
KH-3	۹	<1	<۰.۱	<1	۳۰	۵۰	۱۸	۶۳	۹	۲,۹	۴۸۷	۵,۱	<۰,۵	۱,۴	۸
KH-5	۱۲	<1	۱۳۶	<1	۵۳	۵۵	۶	۸۲	۱۴	۲,۳	۵۸۴	۱,۴	<۰,۵	۰,۶	۲۸
KH-14	۵۴	۲	۲۹۱	۲	۳۰	۹۶	۲۱	۶۸	۵۳۰	۸,۱	۲۸۸۲	۳,۳	۹	۲,۱	۱۰
KH-29	۳	<1	<۰.۱	<1	۴۹	۵۲	۷	۷۶	۸	۳,۱	۳۹	۱,۶	<۰,۵	۰,۴	۶
KH-42	۴	<1	<۰.۱	<1	۴۸	۵۷	۲۱	۶۸	۱۱	۳,۵	۱۷۸	۱,۷	۱	۰,۶	۸
KH-52	۵	<1	<۰.۱	<1	۵۴	۵۱	۹	۸۴	۴	۳,۴	۲۸	۲,۶	<۰,۵	۰,۴	۶
KH-55	۳	<1	<۰.۱	<1	<1	۷۳	۱۷	۵۱	<۲	۲,۳	۱۰۷۴	۱۳	<۰,۵	۱,۳	۱۱
KH-68	۸۲	۵	۶۵۷	۲	۴۲	۲۵۴	۱۳	۶۳	۵۶۳	۷,۶	۳۴۴۵	۳,۱	۱۸	۲,۹	۳۶
KH-71	۲۳	۱۳	۱۸۴	۵	۲۹	۷۹	۱۷	۳۰	۲۵۵	۱,۷	۳۹۹۵	۱,۶	۳۲	۴,۸	۱۲
KH-81	۲۰۱	<1	۱۰۲	<1	۵۴	۵۵	۹	۷۸	۲۴	۳,۹	۵۴	۱,۵	<۰,۵	۰,۵	۶



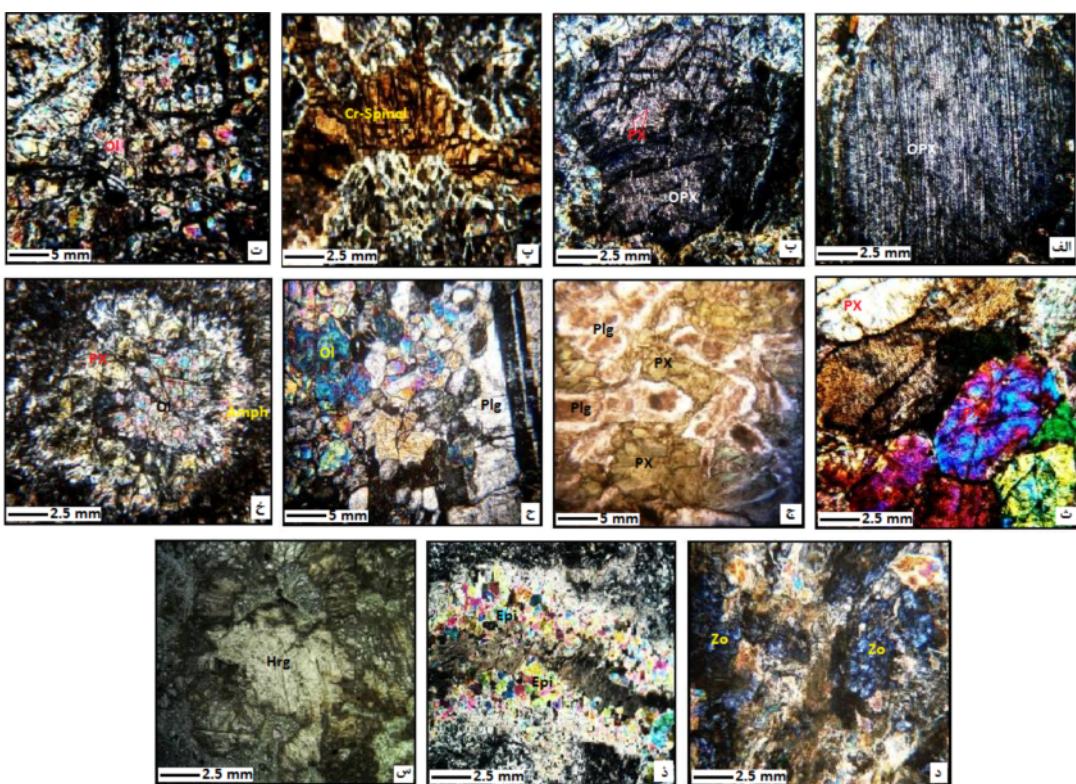
شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ کرومیت کوهی (واقع در افیولیت ملاتز شمال تربت حیدریه).

کلینوپیروکسن‌ها هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها دانه‌ای بوده و دگرسانی موجود در این سنگ‌ها شامل سرپانتینی شدن، کلریتی شدن، اورالیتی شدن و کربناتی شدن است، (شکل ۲). واحدهای گابروئی و دیابازی به صورت توده‌های کوچک و یا دایک‌هایی درون واحد سرپانتینیتی دیده می‌شود. بخش کوچکی از گابروها و دیابازها که به صورت دایک‌های کوچکی درون واحد سرپانتینیتی قرارگرفته رودنگیتی شده‌اند. کانی‌های اصلی واحد گابروئی پلازیوکلاز (ابرادوریت - آنورتیت) در حدود ۴۰٪ تا ۸۰٪، پیروکسن، آمفیبولهای ثانویه ناشی از آبگیری پیروکسن‌ها، در موارد کمی الیوین گاه به همراه کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های فرعی هستند. کانی‌های اورتوبیروکسن عموماً از نوع هیپرستن و کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت است. در بررسی مقاطع نازک و بررسی‌های آزمایشگاهی انواع پیروکسن گابرو و الیوین گابرو تشخیص داده شد. دگرسانی غالب در این سنگ‌ها سوسوریتی شدن است که پلازیوکلازها به شدت به کربنات، اپیدوت و کمی سریسیت تبدیل شده‌اند، بلورهای پیروکسن اورالیتی و گاهی کلریتی و یا تا حد خیلی کمی کربناتی و اپیدوتی شده‌اند. کانی کدر به ندرت در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بافت موجود در سنگ‌های مافیکی شامل اینترسراکت و پورفیروبلاست (در گابروها با اندازه بلورهای متوسط) تا دولریتی و ریزدانه‌ای (در میکرو گابروها و دیابازها) است. در الیوین گابروها پدیده‌ای تحت عنوان کرونا

هارزبورگیت‌های منطقه دارای بافت پورفیروکلاستیک تا ریزدانه‌ای بوده، و نیز بافت مشبك که به دلیل سرپانتینی شدن سنگ به وجود آمده است. وجود بافت پورفیروکلاست به علت وجود بلورهای نسبتاً درشت باقی‌مانده بروزنیت است که خود بلورهای بروزنیت بافت دیالاگ نشان می‌دهند این بافت به صورت تیغه‌های تیره‌رنگی که به علت جذب‌نشدن کامل مواد خارجی در ماگما یا تهنشینی مواد در ماگما به وجود آمده است. این تیغه‌ها ممکن است از جنس ایلمنیت یا اکسیدهای آهن و یا بر اثر جدایش از اورتو پیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها باشد که در این صورت به آن بافت دیالاگی هم می‌گویند. بافت شیلر و وجود انکلزیون‌هایی از کلینوپیروکسن درون اورتوبیروکسن‌ها درین سنگ‌ها نشان‌دهنده‌ی تقدم تبلور کلینوپیروکسن نسبت به اورتوبیروکسن است (شکل ۲ الف، ب). دونیت‌های منطقه سنگ‌های نسبتاً متراکم و همگنی هستند که در بررسی مقاطع نازک باقی‌مانده‌های رنگین الیوین (رلیک) مشاهده می‌شوند. در این واحد نیز نظیر واحد هارزبورگیتی می‌توان کانی فرعی کروم‌اسپینل در راستای شکستگی‌های موجود در کانی‌های الیوین و کانی‌های کدر کرومیت و مگنتیت شکل‌دار را مشاهده کرد (شکل ۲ پ، ت). واحد پیروکسنیت بخش‌های کوچکی از منطقه‌ی مورده بررسی را به صورت پراکنده در بر می‌گیرد که دارای اثرهای کانی‌سازی کرومیتند. اورتوبیروکسن‌ها دارای فراوانی بیشتری از

در پریدوتیت بیش از 2.14% CaO دارد، در اثر سرپانتینیتی شدن آن‌ها این اکسیدهای کلسیم آزاد می‌شوند [۷]. آب خارج شده از نواحی سرپانتینیتی شده غنی از $\text{Ca}(\text{OH})_2$ هستند و معمولاً مقدار PH بالایی داشته و با سنگ سرپانتینیت در برگیرنده ناسازگار بوده و تمایل زیادی به واکنش با کانی ماقمایی دایک‌های بازی و یا توده‌های گابرویی که در اثر فرآیند زمین ساخته در مجاورت توده‌های اولترامافیک قرار گرفته‌اند، دارند [۸]. بین پریدوتیت سرپانتینیتی شده و دایک‌بازی یک اختلاف پتانسیل شیمیایی به میزان Ca^{+2} ایجاد می‌شود، که باید به طریقی موازن شود [۹]. این کار در اثر واکنش‌های انجام شده بین سیالات غنی از Ca^{+2} و سنگ‌های بازی انجام می‌شود تا تعادل برقرار شود. با در نظر گرفتن کانی‌های موجود در کانی‌های درون رودنگیت‌ها می‌توان به ترکیب شاره هنگام شکل گیری رودنگیت‌ها پی برد [۱۰، ۱۱].

دیده می‌شود که بلورهای الیوین از اطراف با کلسیم آزاد ناشی از دگرسانی پلازیوکلازها واکنش داده و در اطراف بلور الیوین یک حاشیه واکنشی که به ترتیب از سمت بلور به خارج شامل یک لایه اورتوپیروکسن و سپس یک لایه آمفیبول‌های سوزنی شکل می‌شود، تشکیل شده است، (شکل ۲ خ). وجود بافت‌های واکنشی نظیر بافت کرونا نشان دهنده تغییرات فشار و دمایی است به نحوی که کانی الیوین که در شرایط گوشته‌ی فوقانی پایدار است در شرایط فشار ضعیفتر در مجاورت پلازیوکلازها به مجموعه‌ای تبدیل می‌شود که در شرایط پوسه‌ی زیرین پایدار است [۶]. رونگیتی شدن یک فرآیند چندزایشی بوده، که عامل اصلی آن وجود سیالات اشباع از کلسیم است. بخش بزرگ CaO لازم از سرپانتینیتی شدن کانی‌های فرومنزین تامین می‌شود. کانی کلینوپیروکسن به‌ویژه دیوپسید حاوی مقدار بالای CaO است همچنین فورستریت



شکل ۲ (الف) بافت‌شیلن در کانی برنزیت در XPL . ب) وجود انکلزیون‌های ازکلینوپیروکسن (Cpx) در درون اورتوپیروکسن‌ها (Opx) که نشان‌دهنده تقدم‌تبلور (Cpx) نسبت به (Opx) است، در XPL . پ) کانی کروم‌اسپینل (Cr-spinel) با رنگ قهوه‌ای قابل تشخیص در XPL . ث) دونیت با بیش از ۹۵% کانی الیوین با بافت رلیک در XPL . خ) گابرو با بلورهای سفید رنگ نسبتا مشخص پلازیوکلاز (Plg) و بلورهای سبز رنگ پیروکسن (px) در PPL . ح) الیوین‌گابرو، بلورهای درشت پلازیوکلاز (Plg) در کنار بلورهای الیوین (Ol) در XPL . خ) بافت واکنشی در الیوین‌گابرو که به ترتیب از سمت مرکز به خارج شامل باقی مانده بلور اولیه الیوین (Ol)، یک لایه اورتوپیروکسن (Opx) و سپس یک لایه آمفیبول‌های سوزنی (Amph) در XPL . د) کانی زوئیت (Zo) در گابروی به شدت آلتله در XPL . ذ) رگچه‌های اپیدوتی (Epi) در گابروی به شدت آلتله در XPL . س) گارنت هیدروگروسولار (Hgr) در گابروی به شدت آلتله در PPL .

عدسی‌های کرومیت به طور متوسط دارای ابعاد حدود ۱/۵ تا ۲ متر بوده و همراهی نزدیکی با سنگ‌های دونیتی و هارزبورگیت داشته و با غلاف‌های دونیتی به ضخامت چند سانتی‌متر تا چندین متر پوشیده شده‌اند.

بافت و ساخت کرومیت‌های کوهی

کرومیت‌های منطقه‌ی کوهی ترکیب کانی‌شناسی و بافتی تقریباً یکسانی دارند از کانی‌های همراه با کرومیت الیوین و پیروکسن به صورت باطله و کالکوپیریت دیده می‌شوند. بافت کرومیت‌ها شامل دسته اولیه و ثانویه هستند. بافت‌های اولیه توده‌ای و افشاران و بافت‌های ثانویه شامل کششی، کاتاکلاستیک و برشی در کانسار کرومیت کوهی نمود دارند.

بافت توده‌ای: در کرومیت‌های توده ای اندازه‌ی تک دانه‌های کرومیت اغلب در حدود ۲ تا ۳ میلی‌متر و کوچکتر از آن است و شکل‌های مختلفی همچون نیمه شکل دار بی‌شکل با آثار گردش‌گی دیده می‌شوند کرومیت‌ها کاملاً به صورت متراکم قرار گرفته با اختصاص بیش از ۹۰ درصد حجمی سنگ به خود، فضای بین بلوری اندکی برای حضور فاز‌های سیلیکاتی (سرپانتنین) بر جای می‌گذارند (شکل ۳ الف). در بررسی کانی-شناسی در کناره‌های برخی از دانه‌های کرومیت اکسولوشن فاز هماتیت از کرومیت به صورت لکه‌های کوچک با اشکال غیر هندسی دیده می‌شود (شکل ۳ ب).

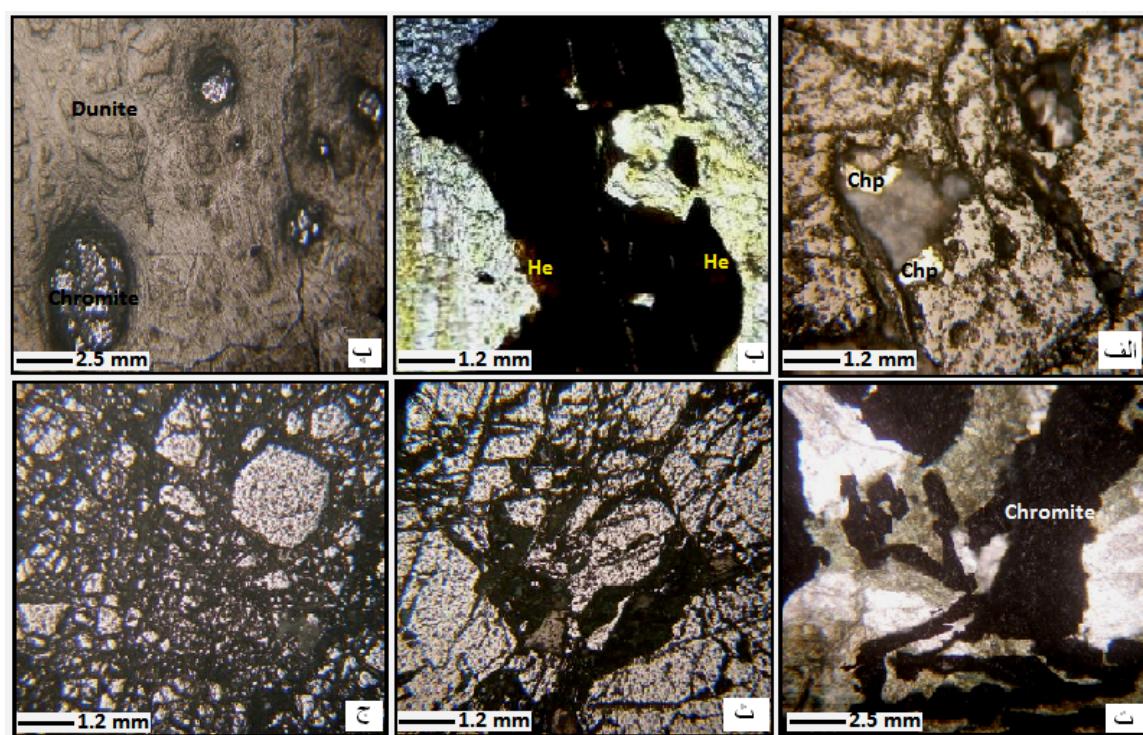
بافت پراکنده (افشاران): در کرومیت‌های افشاران دانه‌های کرومیت به صورت نیمه‌شکلدار و بی‌ریخت گوشه دار دیده می‌شوند و اندازه‌هایی کمتر از یک میلی‌متر تا بیش از ۳ میلی‌متر دارند. حجم کرومیت در کرومیت‌های افشاران ممکن است به کمتر یا بیشتر از ۵۰ درصد برسد که در فضای بین کانی‌های سیلیکاتی پراکنده شده‌اند. کرومیت‌های افشاران ممکن است در یک حالت تدریجی به کرومیت‌های توده ای تغییر یابند (شکل ۳ پ).

بافت کششی: ایجاد ترک‌های کششی در بلورهای کرومیت در اثر افزایش حجم ناشی از سرپانتنینی شدن سیلیکات‌های احاطه کننده به وجود می‌آید [۱۳]. وجود دانه‌های کرومیت با ساختارهای کششی و رگجه‌های موازی نشان دهنده‌ی تغییر شکل کششی پسا نهشتی است [۱۵] (شکل ۳ ت).

بالا بودن میزان OH شاره (PH در حدود ۱۱) هنگام تأثیر این شاره بر دایک‌های بازی، باعث تجزیه کانی‌هایی مانند پلازیوکلازهای کلسیک-سدی که در شرایط اسیدی شکل گرفته‌اند می‌شود. و این کانی‌ها به ترتیب با افزایش میزان Ca شاره، به کانی‌های کلسیم‌داری مانند اپیدوت، زئولیت و هیدروگراسولار تبدیل می‌شوند [۱۲]. در ساختار کانی زئولیت، نسبت کلسیم به سیلیسیم یک است در صورتی که این نسبت با گذشت زمان، کاهش یابد به ترتیب کانی‌های پرهنیت و پکتولیت می‌توانند تشکیل شوند. با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی صورت گرفته روی مقاطع، معلوم شد که، میزان بالای کلسیم شاره (نسبت $\geq \text{CaO}: \text{SiO}_2$) است: بیشتر پلازیوکلازها تحت تأثیر تجزیه شدن قرار گرفته‌اند و در مجموع به کانی‌هایی مانند اپیدوت، زئولیت ($\text{CaO}: \text{SiO}_2 \approx 1$) هیدروگراسولارو کلریت منیزیومدار که برای تشکیل به Ca^{+2} بیشتر SiO_2 کمتر نیاز دارند، تبدیل شده‌اند. بررسی، روند روندگیتی شدن در روندگیت‌های منطقه‌ی کوهی نشان می‌دهد که این فرآیند در دو مرحله صورت گرفته است: مرحله‌ی اول دگرسانی سنگ‌های موجود و مرحله دوم حاصل واکنش سیالات مختلف با سنگ‌های دگرسان شده است. به نظر می‌رسد روندگیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی تا تشکیل گارنت - هیدروگروسولار (میزان بالای Ca شاره) پیش رفته است و در آن اثری از کانی ثانویه پکتولیت (کاهش میزان Ca شاره) که در مرحله نهایی تشکیل می‌شود نیست (شکل ۲ د، ذ، س).

بررسی اثرهای کانی منطقه‌ی مورد بررسی

ذخایر کرومیت جهان بیشتر خاستگاه ماقمایی داشته و با فرآیندهای تبلور و ته نشینی ماقما در پیوند مستقیم‌اند. وجود بافت و ساختهای نخستین ماقمایی چنانکه در سنگ‌های آذرین یافت می‌شوند، در چنین ذخایری بسیار معمول و متدالوی است، ولی از آنجا که ذخایر کرومیت و به ویژه ذخایری که خاستگاه آنها پوسته‌های اقیانوسی و به عبارتی مجموعه‌های افیولیتی هستند، بعد از تشکیل طی جایگیری و جایگزینی و حتی پس از آن طی دگرسانی دستخوش تغییر و شکل‌گیری و جابجاشدگی زمین ساختی و نا زمین ساختی می‌شوند بسیاری از بافت‌ها و ساختهای اولیه آن‌ها تغییر یافته و از میان می‌رونده و بافت‌های جدیدی که حاصل این شکل‌گیری‌هاست در آنها ظاهر می‌شوند [۱۴، ۱۳].



شکل ۳ (الف) کرومیت با بافت توده‌ای به همراه کانی‌سازی کالکوپیریت (Chp) در (PPL) بازتابی. ب) برونشست فاز هماتیت از کرومیت در حاشیه دانه کرومیت در XPL عبوری . پ) کرومیت با بافت افشاگری، تک بلورهای کرومیت در زمینه‌ای از سیلیکات‌ها (الیونین) در (PPL) بازتابی. ت) بافت کششی (بافت ثانویه)، در اثر افزایش حجم ناشی از سرباتینی شدن سیلیکات‌های دربرگیرنده در (PPL) عبوری. ث) بافت برشی (بافت ثانویه) بلورهای کاملاً خردشده کرومیت که بهوسیله‌ی سیلیکات‌ها به هم متصلند در (PPL) انعکاسی. ج) بافت کاتاکلاستی (بافت ثانویه) خردشگی و شکستگی دانه‌های کرومیت در (PPL) انعکاسی.

برداشت‌های ساختاری منطقه و شاخص‌های کرومیت بنابر نظر [۱۶] در رابطه‌ی با افیولیت رباط سفید، دو روند اصلی شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی-جنوب شرقی را می‌توان برای شاخص‌های کرومیت در نظر گرفت (شکل ۷). بررسی نمودار دو روند برای گسل‌ها در گسترده‌ی مورد بررسی نشان می‌دهد، ولی روند غالب ساختارهای زمین ساختی منطقه اعم از گسل‌ها و درزهای، شمال شرقی - جنوب غربی است (شکل ۴). در منطقه‌ی کوهی ۱۰ شاخص کرومیت همراه با موقعیت جغرافیایی آنها شناسایی و توزیع مکانی شاخص‌ها با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS برای تعیین روند کلی شاخص‌ها مشخص شده است.

ژئوشیمی و ژنز کانسار کرومیت کوهی

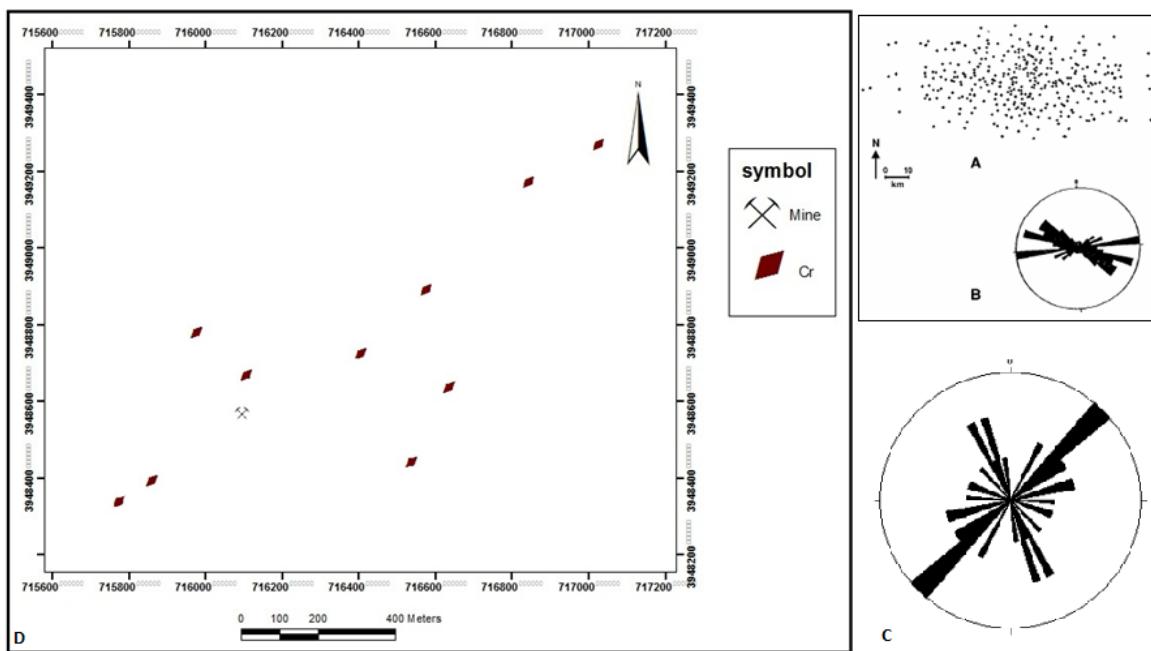
نتایج آنالیز ۸ نمونه از کرومیت‌های منطقه‌ی کوهی به روش XRF در (جدول ۲) آمده‌اند. جایگاه اصلی کرومیت در سنگ‌های اولترامافیک است و در اصل کرومیت از تفرقی

بافت برشی: هنگامی که کانی‌های کرومیت در منطقه‌های برشی و گسلی قرار می‌گیرند با افزایش فشارها و نیروهای وارد بر کانی‌ها بافت کاتاکلاستیک تبدیل به بافت برشی می‌شود که در آن دانه‌های درشت کرومیت در زون برشی خرد شده و به قطعات ریزتر و بی‌شکل تبدیل می‌شوند. این قطعات بهوسیله‌ی سیلیکات‌ها به هم متصلند و حالت برشی نشان می‌دهند که آن را می‌توان میکروبرش نیز نامید (شکل ۳ ث).

بافت کاتاکلاستی: عوامل ثانویه به ویژه گسل خوردگی بافت‌های کلاستیک و برشی را می‌سازند. این بافت در بسیاری از کرومیت‌های منطقه مشاهده می‌شود و شامل دانه‌های خرد شده و ترکدار با شکستگی‌های فراوان در سطح دانه است وارد آمدن فشار به دانه‌های کرومیت و نیز سائیده شدن دانه‌ها به یکدیگر در اثر جنبش‌های زمین‌ساختی سبب شکستگی، خردشگی و گردشگی دانه‌های کرومیت می‌شود (شکل ۳ ج).

ماگمای تولئیتی غنی از آلومینیم و جابه‌جایی مسیر تبلور به سمت گستره‌ی کرومیت و تشکیل لایه‌های کرومیت (در مجموعه‌های چینه سان) نسبت می‌دهند. در مجموعه‌های افیولیتی یک ماگمای بونینیتی غنی از منیزیم که طی چندین مرحله ذوب پریدوتیت دیرگذار حاصل شده است، با ماگمای مشابه بازالتی میان اقیانوسی (MORB) که در حال صعود و حرکت به طرف زون گسترش است مخلوط می‌شود [۱۳]. [۲۰] بر اساس کارهای آزمایشاتی که روی بازالت‌های ابراشباع از آب انجام دادند به این نتیجه رسیدند که ذخایر کرومیت‌پادیفرم جایی که گدازه‌ی گوشه‌های ای اشباع شده کرومیت‌الیوین به اندازه کافی غنی از آب است (به عبارتی وجود یک فاز مایع exolve در حال عبور از بالاترین بخش گوشه‌های ضروری می‌نماید) تشکیل می‌شوند. بر این اساس بهترین محیط ژئودینامیکی برای جایگیری کانی سازی کرومیت پادیفرم مجموعه زون SSZ Supra-Subduction Zone یا است [۲۱]. علی‌رغم ابهام‌های موجود باید اذعانکرد که کرومیت‌های با کروم بالا محدود به کرومیت‌های افیولیتی وابسته به قوس در موقعیت SSZ هستند [۲۰-۲۴].

ماگمای مافیک و اولترامافیک در مخزن‌های بزرگ ماگمایی بوجود می‌آید. [۶] خاستگاه کانسارهای کرومیت نوع آلبی را مربوط به ماگمای اقیانوسی نولئیتی نشات گرفته از جبهه تهی شده معرفی می‌کند. کرومیت‌های نوع آلبی دارای Ti کم (کمتر از ۰٪)، نسبت Cr/Fe بالا، تغییرات $Cr/Cr + Al$ زیاد Cr/Fe است، در حالی که نوع لایه‌ای واحد Ti فراوان، نسبت $Cr/Cr + Al$ کم است. از مهم‌ترین مشخصات کرومیت پادیفرم که آنها را از نوع لایه‌ای جدا می‌سازد، میزان بالای Cr و Al آنها است [۷]. سازوکار تشکیل کرومیت پادیفرم گوشه‌های هنوز مورد بحث و بررسی است. مدل‌های اولیه تبلور بخشی و ته نشینی بلور در داخل گدازه اولیه در حال چرخش و به طور پیوسته موجود در مجراهای ماگمایی موجود در پوسته را شامل می‌شود [۱۷]. مدل‌های اخیر کرومیت‌های پادیفرم را به عنوان محصول واکنشی میان گدازه اولیه و پریدوتیت گوشه‌های توضیح می‌دهند. بنابر یافته‌های اخیر ذخایر کرومیت پادیفرم به همبافت‌های افیولیتی (بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی) محدود شده‌اند و معمولاً در موقعیت‌های لیتو استراتی گرافی نزدیک موهوی سنگ شناسی قرار گرفته اند [۱۸]. [۱۹] آمیختگی یک ماگمای غنی از منیزیوم با یک



شکل ۴ (الف) توزیع شاخص‌های کرومیت و (ب) Rosdigram ترسیم شده گسل‌های افیولیت رباط‌سفید. (پ) روند گسل‌ها و درزهای گستره‌ی مورد بررسی نقش شده در نمودار رزدیاگرام با نرم افزار StereoNet . (ت) موقعیت شاخص‌های کرومیت کوهی.

جدول ۲ نتایج آنالیز XRF تعداد ۸ نمونه از کرومیت‌های (کانسنگ) معدن کوهی.

Sample	KH - 3	KH - 23	KH - 30	KH - 44	KH-55	KH - 63	KH - D1	KH - D2
Cr_2O_3	۴۵,۹۶	۴۷,۵۰	۴۴,۴۴	۵۱,۴۱	۶۲,۷	۴۹,۴۵	۴۷,۹۲	۴۶,۹۱
MgO	۲۲,۵۹	۲۵,۱۱	۲۰,۰۷	۱۹,۲۷	۱۳,۷۷	۲۲,۱۹	۱۹,۶۷	۱۹,۶۴
Fe_2O_3	۱۳,۳۷	۱۴,۰۲	۱۲,۷۳	۱۶,۵۷	۱۶,۸۲	۱۵,۸۰	۱۵,۲۴	۱۳,۳۲
SiO_2	۹,۳۸	۷,۱۱	۱۱,۶۵	۴,۱۹	n.d	۰,۱۵	۷,۴۲	۹,۳۱
Al_2O_3	۳,۵۲	۲,۴۴	۴,۶۰	۶,۸۹	۷,۹	۴,۶۶	۵,۷۴	۴,۵
CaO	۱,۶۲	۰,۰۳	۳,۲۰	۰,۰۵	n.d	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵
Na_2O	۰,۲۳	۰,۱۹	۰,۲۷	۰,۳۴	n.d	۰,۲۶	۰,۳۰	۰,۲۳
NiO	۰,۱۹	۰,۱۷	۰,۲۱	۰,۲۵	۰,۲۷	۰,۲۱	۰,۲۳	۰,۱۷
TiO_2	۰,۱۷	۰,۱۴	۰,۲۰	۰,۱۳	۰,۲۰	۰,۱۴	۰,۱۶	۰,۲۵
MnO	۰,۱۷	۰,۱۷	۰,۱۶	۰,۱۶	n.d	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۷
V_2O_5	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۱۷	n.d	۰,۱۱	۰,۱۳	۰,۲۳
S	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۴	n.d	n.d	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲
Cl	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	n.d	n.d	۰,۰۲	۰,۰۲	n.d
ZnO	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۴
Co_3O_4	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴
CuO	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱	n.d	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳
L.O.I	۲,۵۵	۲,۸۹	۲,۵۵	۰,۴۶	n.d	۱,۶۵	۱,۳۲	۱,۹۱
Total	۱۰۰,۰۱	۹۹,۹۸	۱۰۰,۰۱	۱۰۰	۱۰۰,۰۳	۹۹,۹۹	۱۰۰	۱۰۰,۰۲

مقادیر TiO_2 نسبت به عدد کروم رسم شده توسط [۲۹,۲۸,۲۴] کرومیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی سری بونینیتی قرار می‌گیرند. ترکیب فقیر از TiO_2 از ریشه TiO_2 گرفتن گدازه‌های وابسته به خاستگاه گوشه‌ای فقیر از TiO_2 در مناطق فرورانش و حاشیه‌های سازنده نظیر MORB حکایت دارد [۳۱,۳۰]. [۳۲] به وسیله‌ی نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 و نمودار Al_2O_3 نسبت به $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ گستره MORB را از SSZ مشخص کرده است مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 کرومیت به ماقمای مادر وابسته می‌داند، بنابراین شاخص‌های خوب زمین ساختی هستند، بر این اساس کرومیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در محیط Suprasubduction واقع می‌شود (شکل ۵). آنها باشد.

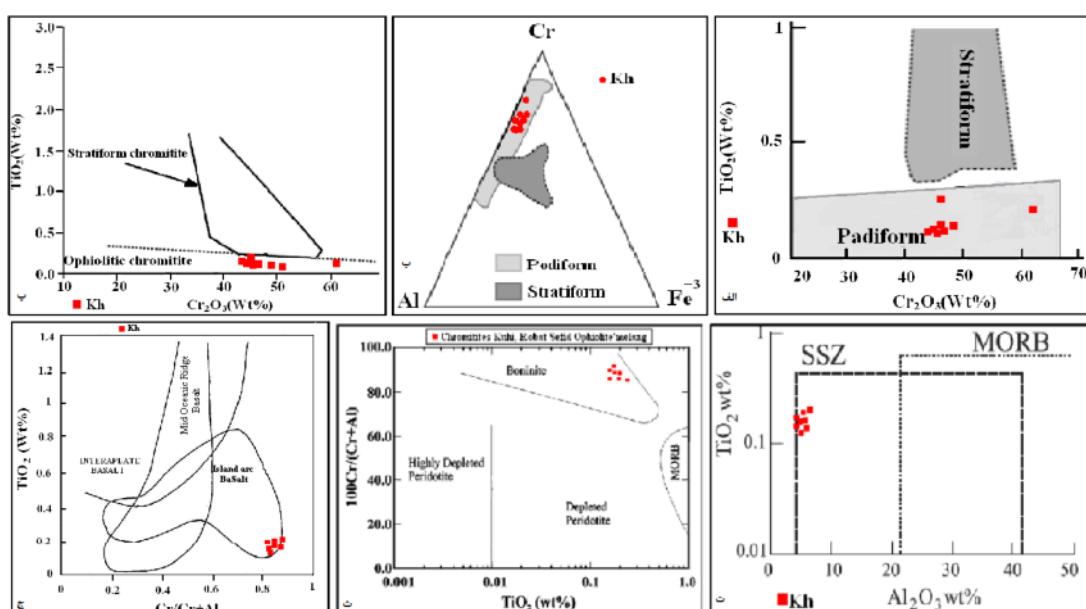
عناصر نادر خاکی نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه‌ی مورد بررسی نسبت به گوشه‌ی اولیه [۳۳] الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه‌ی مورد بررسی نسبت به گوشه‌ی اولیه (نمودار ۱) مشابه بوده و تفاوت موجود، در میزان تمرکز این عناصر است. این می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و خاستگاه مشترک آنها باشد.

ماگماتیسم‌های وابسته به فرورانش، گریزندگی بالای اکسیژن در زون فرورانش، باعث تهی شدگی Ti از ماقما می‌شود. از نظر ژئوشیایی، بیهنجاری منفی Nb و Ti تشکیل ماگما در مناطق فرورانش را تایید می‌کند [۳۴]. در مناطق وابسته به فرورانش، Th متحرک تر است و در گوهی گوشه‌ای

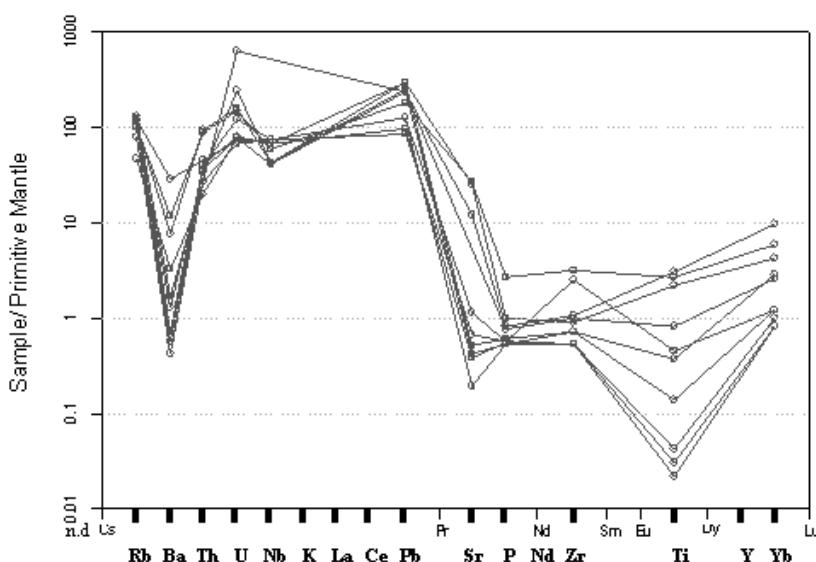
ذخایر کرومیت پادیفرم به دو دسته غنی از Cr و غنی از Al تقسیم می‌شوند، کانسارهای کرومیت Cr بالا از ماقمایی با درجه‌ی ذوب بخشی بالا از جبهه بالایی حاصل شده‌اند. در حالی که کانسارهای نوع Al بالا از ماقمایی با درجه‌ی ذوب بخشی پایین جبهه بالایی تشکیل شده‌اند [۲۵]. کانسارهای کرومیت Cr بالا دارای نسبت تغییرات $\text{Cr/Cr} + \text{Al}$ بیشتر از ۰,۶ و تیتان پایین تری نسبت به کانسارهای نوع آلومینیوم بالا نشان می‌دهد، در حالی که کانسارهای نوع Al بالا حاوی نسبت $\text{Cr/Cr} + \text{Al}$ بین ۰,۴ تا ۰,۶ و Ti بالا $\text{Cr/Cr} + \text{Al}$ بین ۰,۴ تا ۰,۶ است. [۲۷,۲۶] مقدار کمتر در $\text{TiO}_2 > 25\text{wt}\%$ کرومیت‌های آلپی نسبت به چینهای را وجه تمایز بین این دو گروه می‌دانند. پایین بودن مقدار TiO_2 ناشی از جدایش شدید آن در درون سیال طی ذوب بخشی گوشه‌ی فوقانی است. بر اساس نمودار TiO_2 نسبت به Cr_2O_3 و نمودار $\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}$ کرومیت منطقه‌ی کوهی در گستره‌ی کانسارهای نوع پادیفرم واقع می‌شود (شکل ۵، الف، ب، پ). [۲۴] به این نتیجه رسید که روابطی میان مقادیر نسبت $\text{TiO}_2 / \text{Cr/Cr} + \text{Al}$ به برای کرومیت‌ها وجود دارد، سپس براساس این روابط، مزه‌های ترکیبی را برای ۳ گروه ماقمایی Mid-Ocean Island-arc (MORB) و Intraplate Ridge تعريف کرد که عبارتند از عبارتند از جزایر قوسی و سری بونینیتی (شکل ۵، ث، ج). البته این دوسری ماقمایی را می‌توان در هم‌ادغام کرد. بر اساس نمودارهای

گوشه‌ای از این عنصر می‌تواند ناشی از آلایش این ماغماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی و یا ناشی از غنی شدگی بهوسلیه سیالات در زون فرورانش باشد [۳۲]. این طور به نظر می‌آید که بیهنجاری مثبت Pb , به دگرنهادی گوه‌ی گوشه‌ای بهوسلیه سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرور و یا آلایش ماغما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد [۱۹].

که در بالای زون فرورانش قرار دارد، غنی شدگی نشان می‌دهد [۳۵]. بعلاوه غنی شدگی نمونه‌ها از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ ($LIL = Rb, K, Th$) و تهی شدگی یکنواخت از عناصر با قدرت یونی بالا ($HFS = Ti, Sr, Nb$) بیانگر مagmaتیسم کمان‌های آتشفشنانی حاشیه‌ی قاره است [۳۴, ۲۸]. افزون بر این، بیهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. بنابراین بیهنجاری‌های منفی ماغماهای



شکل ۵ الف) نمودار TiO_2 نسبت به Cr_2O_3 [۱۸]. ب) نمودار ممثلی Al, Fe^{3+}, Cr نسبت به Cr_2O_3 [۲۸, ۱۹]. ت) تعیین محیط زمین ساختی و ژنر کرومیت‌های محدوده کوهی براساس دیاگرام مقدار TiO_2 نسبت به $Cr/Cr + Al$ [۲۹]. ث) نمودار $Cr/Cr + Al$ نسبت به TiO_2 [۲۶]. ج) نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۹]



نمودار ۱ نمودارهای همبستگی اکسیدعنصر فرعی (بر حسب PPM) در کانسار کرومیت کوهی.

Cr_2O_3 با MgO دارای همبستگی منفی است که این روند عمومی مشاهده شده در کرومیت‌های نوع آلپی است.

► کانسار کرومیت کوهی بامقادیر نسبت $\text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al}$ از $0,86$ تا $0,95$ (میانگین $0,81$) و مقادیر Al_2O_3 $2/44$ تا $7/9$ درصد وزنی و نیز تیتان پایین با کانسارهای کرومیت‌آلپی نوع کرم بالا برآش دارد.

► کانسار کرومیت کوهی با توجه به نسبت $\text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al}$ بالای $0,81$ و TiO_2 پایین تر از $0,4$ درصد بر اساس نمودارهای وابسته از ماقمای سری بونینیتی مشتق شده است و بر اساس $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ نسبت به Al_2O_3 TiO_2 و Al_2O_3 نسبت به SSZ (Supra-subduction) است.

► الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه مورد بررسی مشابه گوشه‌ی اولیه بوده و تفاوت موجود، در میران تمرکز این عناصر است. این می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و خاستگاه مشترکشان باشد.

► تهی‌شدگی Ti و غنی‌شدگی Th در نمونه‌های سنگی تائید‌کننده خاستگاه ماقمایی وابسته به زون فرورانش است.

► به طور کلی بر اساس وجود بافت‌های غالب اولیه توده‌ای و افشار می‌توان نتیجه گرفت که این کانسار به صورت سین‌ژنتیک تشکیل و بافت‌های ثانویه کاتالاستی و برشی و کششی که بیانگر زمین‌ساختی به شدت فعال منطقه هستند حاکی از قطع و جابجا شدن کانسار به‌وسیله دسته‌های متعدد گسلی در خلال جایگیری مجموعه افیولیتی و پس از آن است.

► همخوانی میان پراکندگی نقاط (موقعیت شاخص‌ها) و نیز روند دسته‌ها NE, SW بیانگر آن است که در جابجایی این کانسار، این دسته گسل‌ها بیشترین نقش را ایفا کرده‌اند بنابراین از این مسئله می‌توان در پی جوئی نیز استفاده کرد.

بر اساس کارهای پی‌جویی انجام شده و آنالیز XRF نمونه‌های کرومیت و درصد عناصر اصلی کمیت و کیفیت کرومیت‌های Cr_2O_3 منطقه از سطح بالایی برخوردار است. بر اساس میزان (Cr_2O_3) $44,44\%$ تا $44,72\%$ و میانگین آن تا $46,54\%$ و میزان (Fe_2O_3) $12,73\%$ تا $17,85\%$ و میانگین آن تا $14,53\%$ و با توجه به عیار و نسبت Cr/Fe که از $2/93$ تا $3/5$ می‌رسد کانسنگ کرومیت گسترده مورد بررسی در درجه‌ی اول برای مصارف متالورژی (تولید فروکروم) مناسب است، همچنان با توجه به درصد Cr_2O_3 و Al_2O_3 و میزان Fe_2O_3 در صنایع شیمیایی نیز قابل استفاده است و با توجه به مقدار پایین Al_2O_3 (کمتر از 8%) برای صنایع دیرگذار غیر قابل استفاده است.

برداشت

► بالابودن مقدار Cr_2O_3 (میانگین $49,54$ درصد) و MgO (میانگین $20,29$ درصد) در این کانسار حاکی از تبلور کرومیت‌ها از ماقمایی با درجه‌ی ذوب بخشی بالاست. و همچنین مقادیر متالورژی (تولید فروکروم) مناسب است، علاوه بر این با توجه

- Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p.71-103. rocks. Can. J. Earth Sci., 8 (1967) 523-548.
- [8] Coleman R. G., "Ophiolites", Springer Verlag, Berlin, (1977) 229 p.
- [9] Sabzehei M., "Rodingitization of Iranian basic rocks", A new interpretation, Journal of Science, Islamic republic of Iran, 13(2) (2002) 155-160.
- [10] ترابی ق، "بررسی رودنگیتی شدن دینامیکی و کانی-شناسی آن در بخشی از مجموعه افیولیتی شمال اناارک، هشتمین همایش بلورشناسی و کانیشناسی ایران (۱۳۷۹).
- [11] سبزه ای م، "پترولوزی افیولیت‌های ایران"، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۷).
- [12] Schandl E.S., Hanley D.S.O, Wicks F.J., "Rodingites in serpentized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt, Ontario", Canadian Mineralogist, (1989) 579-591
- [13] وطن پور ح، آفتانی ع، "بررسی مهمترین انواع بافت و ساخت کانسارهای کرومیت در منطقه گفت و فرمود سبزوار، فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۴-۲۳، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۶).
- [14] ابراهیمی خ، غلامی س، "بررسی کانی شناسی- ژئوشیمیابی ذخایر کرومیت چاه یابو چشمہ پنگی با تکریش برکاربرد صنعتی آنها، مجله بلور و کانی شناسی ایران بهار ۹۰، صفحه ۱۶۷-۱۸۲.
- [15] ملک قاسمی ف، کریم زاده ع. ر، "بررسی کانه زایی پورفیری مس، مولیبدن و آهن در ناحیه قره چیلر - قره دره (شرق سیه رود - آذربایجان شرقی)", ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران (۱۳۸۱).
- [16] Yaghoubpur A., Hassannejad A.A., "The Spatial Distribution of Some Chromite Deposits in Iran, Using Fry Analysis", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran University of Tehran 17(2) (2006) 147-152.
- [17] Leblanc M., Nicolas A., "Les Chromitites Ophiolitiques: Chronique de la Recherche Minier", v.507 (1992) p.3-25.
- [18] Nicolas A., "Structures of ophiolites and dynamic of oceanic lithosphere", Kluwer, Dordrecht, (1989) 367 PP.
- [19] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean Crustal growth models", Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 144 (2002) p. 38-56.

به درصد Al_2O_3 و Cr_2O_3 و میزان Fe_2O_3 در صنایع شیمیایی (تولید اسید کرومیک، سولفات کروم، رنگ دانه اکسید کروم) نیز قابل استفاده است و با توجه به مقدار پایین Al_2O_3 (کمتر از ۰.۸٪) برای صنایع دیرگذار غیر قابل استفاده است بافت‌های موجود تا حدودی می‌تواند نشان دهندهٔ شرایط تشکیل کانسار باشد. بافت افسان (کرومیت در زمینهٔ الیوین) و نیز قشر دونیتی کرومیتیت‌ها نه تنها گویای تبلور همزمان کرومیت و الیوین در مراحل نخستین تبلور ماغمای است بلکه مقدم بودن شروع تبلور الیوین را پیشنهاد می‌کند [۳۹]. در مرحلهٔ بعد از جایگیری مجموعهٔ افیولیتی و همزمان با آن در اثر دگرسانی کانی‌های اولیه، کانی‌های ثانویه‌ای از قبیل سرپانتین، تالک، کلریت، کلسیت و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت) تشکیل می‌شوند. بافت‌های ثانویهٔ کاتاکلاستی و برشی و کششی بیانگر زمین ساخت به شدت فعال منطقه و واپسنه به مرحلهٔ جایگیری افیولیت‌ها و پس از آن است. به طور کلی می‌توان گفت این کانسار به صورت سین ژنتیک تشکیل و در خلال جایگیری مجموعهٔ افیولیتی و پس از آن به‌وسیلهٔ دسته‌های متعدد گسلی قطع و جابجا شده است.

مراجع

- [1] Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke C.A., Drake, C.L. (Eds.)", The Geology of Continental Margins Springer, New York, (1974) pp. 873-887.
- [2] آقاباتی ع، "زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵) ۵۸۶ ص.
- [3] Proenza J., Gerville F., Melgarejo J.C., Bodinier J.L., "Al- and Cr rich chromitites from the Mayari-Baracoa Ophiolitic belt (eastern cuba)", Consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle: Economic Geology, v.94, (1999) 547-566
- [4] Boudier F., Nicolas A., "Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments.", Earth Planet. Sci. Lett. 76 (1985) 84-92.
- [5] پژمان ل. ا، "پیدایش کانسارها و منابع معدنی از دیدگاه مبانی ژئوشیمیابی" (۱۳۸۶).
- [6] درویش‌زاده، ع. "سنگ‌های دگرگونی"، انتشارات پیام نور (۱۳۸۸).
- [7] Irvin T.N., "Chromian Spinel as a Petrogenetic indicator", part2. Petrologic applications:

- northeastern Caribbean*", Journal of Geophysical Research 112 (2007) 1-19.
- [31] Kerr A.C., Tarney J., Kempton P.D., Spadea P., Nivia A., SauMarriner G.F., Duncan R.A., "Pervasive mantle Plume head heterogeneity: Evidence from the lat Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau", constraints" Jornal of Geophysical Research 107 NO.B7.
- [32] Kamenetsky V.S, Crawford A.J, Meffre S. "Factors controlling chemistry of magmatic Spinel: an empirical study of associated olivine", Cr-Spinel and melt inclusions from primitive rocks. J Petrol 42 (2001) 655–671.
- [33] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J.(eds.)", Magmatism in ocean basins. Geol.Soc. London. Spec. Pub.42 (1989) pp. 313-345.
- [34] Wilson M., "Igneous petrogenesis: a global tectonic approach", Unwin Hymen, London. (1989).
- [35] Xia Q.-X. Zheng Y-F., Zhou L. G., "Dehydration and melting during continental collision: constraints from element and isotope geochemistry of low-T/UHP granitic gneiss in the Dabie orogen", Chem. Geol. 247 (2008) 36-65.
- [36] Barnes S. J., Roeder P. L., "The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks", J. Pet., 42 (2001) 2279-2302
- [37] Mikami M.H., " Chromite in Industrial mineral and rocks by Lefond", S J., American Institute of Mining, Metallurgica, and Petroleum Engineers, Inc by Prot City Press, Baltimor, Maryland (1983).
- [38] Proenza J.A, Ortega Gutierrez F., Camprubi A., Tritlla J., Elias-Herrera M., Reyisalas M., "Paleozoic serpentinite-enclosed chromite from Tehrizingo (Acatlan complex Sothern Mecxico): a Petrological and mineralogical study", J. of Sout American Earth Science 16 (2004) pp.547.
- [۳۹] [۳۹] امامعلی پور ع. "بررسی کانی شناسی- ژئوشیمیایی کانی های فرعی و کمیاب همراه با نهشته های کرومیت خوی", مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران زمستان ۸۷، صفحه ۵۵۹-۵۷۰.
- [20] Matveev s., Ballhaus C., "Role of water in the origin of podiform chromitite deposits", Earth and Pelanetary Science Letters, v.203, (2002) p.235-243.
- [21] Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S., "Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone Ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.)", Marginal Basin Geology. Special Publication-Geological Society of London, vol. 6 (1984) pp. 77– 89.
- [22] Rollinson H., "Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A new genetic model.", The Island Arc, (2005) 542-550.
- [23] 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, vol. 349 (2000) pp. 139–147
- [24] Arai S., "Chemistry of Chromian Spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", Mineralogical Magazine, v.56 (1992) p.173-184
- [25] Zhou M. F., Robinson P. T. Bai W, "Formation of Podiform Chromitites by melt/rock interaction in the upper Mantle", V29 (1994) pp.98-101.
- [26] Ferrario A., Garuti G., "Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelândia Complex (Central Goiás, Brazil)", Proc. Geo- Platinum Symp., Essex, U.K., (1988) pp. 261.272.
- [27] Mussalam K., Junge D., Burgath K., "Textural features and chemical characteristic pf chromite in ultramafic rocks, Chalakidiki Complex(northeast Greece)", Tschermarks mineralogy, Petro. Mitt 29, (1981) 75-101.
- [28] Dick H. J. B., Bullen T., "Chromian Spinels as a Petrogenetic indicator in abyssal and alpine type Peridotites and spatially associated lavas", Con. Min. Pet. 86 (1984) 54-76
- [29] Kepezhinskas P. K., Taylor R. N., Tanaka H., "Geochemistry of plutonic Spinels from the north Kamchatka arc: comparisons with Spinels from other tectonic setting", Mineralogical Magazine, 57 (1993) 575-589.
- [30] Virruete E.G., Estau'n A.P., Contreras F., Joubert M., Weis D., Ullrich T.D., Spadea P., "Plume mantle source heterogeneity through time: Insights from the Duarte Complex Hispaniola