



اهمیت بافتی و ژئوشیمیایی کرومیت‌های موجود در آمیزه‌ی افیولیتی بافت: با نگاه سنگ‌زایشی

نادیه محمدی^{۱*}، حمید احمدی پور^۱، فرحناز دلیران^۲

۱- بخش زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

۲- بخش زمین‌شناسی، دانشگاه کارلسروهه، کارلسروهه، آلمان

(دریافت مقاله: ۹۰/۲/۱، نسخه نهایی: ۹۰/۵/۲۰)

چکیده: معدن کرومیت گوشک یکی از بزرگترین و مهم‌ترین معادن کرومیت ایران به‌شمار می‌رود که در جنوب غربی استان کرمان، در ۵ کیلومتری شمال شهرستان بافت قرار دارد. این معدن با ۶۰ تن استخراج در روز، یکی از معدن‌های فعال کرومیت است و استخراج از آن، به روش روباز انجام می‌گیرد. کرومیت‌های مورد بررسی از نوع انبانی بوده و به‌صورت لایه‌های ناممتد و یا عدسی شکل، توسط دونیت‌های کاملاً سرپانتینیتی شده احاطه شده‌اند. کرومیت‌های موجود در منطقه، با میانگین Cr_2O_3 برابر ۶۲٫۸ درصد و $Cr\#$ برابر ۰٫۸۳ از نوع کرومیت غنی از Cr هستند و جزء کانسنگ‌های کرومیت درجه یک دنیا محسوب می‌شوند. با استفاده از مقادیر $Mg\#$ و $Cr\#$ می‌توان گفت که کرومیت‌های منطقه از گدازه‌های با ترکیبی بونینیتی در زون ابرفرورانشی و در یک محیط وابسته به حوضه‌ی پشت قوس تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد که ذخایر کرومیت بافت، نخست در مجموعه‌ی افیولیتی اولیه درون غلاف‌های دونیتی، تشکیل شده و سپس با جایگیری ملانژ، به درون زون‌های برشی رانده و در آن‌جا جایگزین شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: آمیزه افیولیتی بافت؛ دونیت؛ سرپانتینیت؛ کرومیت؛ معدن گوشک.

مقدمه

آن‌را به عنوان یک محیط وابسته به فرورانش تئیس به سن کرتاسه در نظر گرفته‌اند [۳،۲] و برخی دیگر آن‌را یک حوضه‌ی پشت کمان به سن کرتاسه پایانی معرفی کرده‌اند [۵،۴]. تعیین سن‌های پتاسیم- آرگون روی بلورهای آمفیبول موجود در گابروها و آمفیبولیت‌های کمر بند افیولیتی نائین-بافت، دامنه‌ی سنی برابر کرتاسه میانی تا کرتاسه بالایی (۶۷ تا ۱۱۳ میلیون سال) را به‌دست داده است [۶].

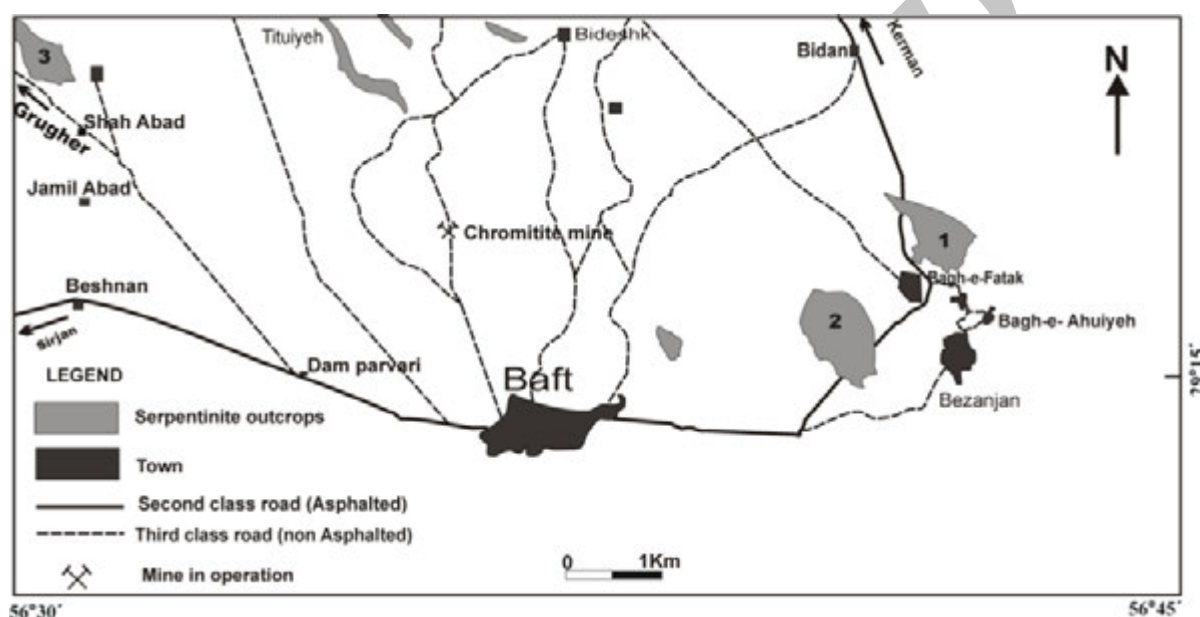
یکی از معادن مهم کرومیت در افیولیت بافت، معدن گدارسبز گوشک بافت است که در ۵ کیلومتری شمال غربی شهرستان بافت واقع شده است (شکل ۱) و با ۶۰ تن استخراج

آمیزه‌ی افیولیتی بافت، جزئی از افیولیت نائین-بافت بوده و بین طول‌های جغرافیایی ۵۶°، ۵۵° و ۴۷°، ۵۶' و عرض‌های جغرافیایی ۱۴'، ۲۹° و ۳۶°، ۲۹' در طول گسل‌های بافت و شهر بابک در جنوب غربی استان کرمان قرار گرفته است. این آمیزه افیولیتی توسط زمین‌شناسان متعددی مورد بررسی قرار گرفته است. برخی آن را به عنوان یک محیط اقیانوسی باریک همانند دریای سرخ که در بین بلوک لوت و حاشیه فعال بلوک ایران مرکزی یا زون سنندج-سیرجان (یعنی شاخه‌ای از نئوتئیس) باز شده است [۱] می‌دانند و عده‌ای دیگر

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۹۰۷۷۸۱۷۷، نامبر: ۴۵۲۷۹۲۷ (۰۷۸۲)، پست الکترونیکی: nadia_mohammadi@yahoo.com

که کرومیت‌های منطقه، بین ۶۲-۶۴ درصد Cr_2O_3 دارند، جزء کرومیت‌های درجه‌ی یک دنیا محسوب می‌شوند و بنابراین از نظر اقتصادی دارای اهمیت بالایی هستند. در این پژوهش، با استفاده از بررسی‌های ساختی، بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، به تعیین خاستگاه کانسار کرومیت مورد بررسی و ماگمای سازنده‌ی آن پرداخته شده و سپس محیط تشکیل و چگونگی جایگیری آن‌ها در سنگ میزبانشان (سرپانتینیت) مورد بررسی قرار گرفته است.

در روز، یکی از معدن‌های فعال و بزرگ کرومیت در ایران محسوب می‌شود. استخراج از این معدن، به روش روباز انجام می‌گیرد (شکل ۲) و توسط بخش خصوصی مدیریت می‌شود. از آن‌جاکه کرومیت‌های موجود در آمیزه‌ی افیولیتی بافت، هم به صورت عدسی شکل و هم به صورت لایه‌ای با گسترش طولی محدود بین دونیت‌ها دیده می‌شوند، بنابراین طبیعت پادیفرم و غیرلایه‌ای بودن آن مشخص و ثابت است. در حال حاضر گفته می‌شود که حداقل میزان Cr_2O_3 موجود در سنگ کرومیت که استخراج آنرا مقرون به صرفه می‌سازد ۴۰٪ است و از آن‌جائی-



شکل ۱ موقعیت معدن کرومیتیت گذار سبز گوشک در بین رخنمون‌های سرپانتینیتی منطقه بافت و راه‌های دسترسی به آن‌ها، با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت، ورقه ۷۳۴۸ (۱۹۷۲).



شکل ۲ الف: نمایی از بهره برداری به روش روباز از معدن کرومیت گوشک بافت. ب: نمایی از شیب دیواره‌های گودال در معدن گوشک بافت (جهت دید تصاویر به سمت جنوب است).

روش‌های بررسی

بررسی‌های انجام‌شده روی کرومیت‌های موجود در آمیزه افیولیتی، شامل بررسی‌های صحرایی، آزمایشگاهی و ژئوشیمیایی است. به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی از یک میکروسکوپ با ریزکاونده‌ی الکترونی مدل JEOL JXA 8900 SUPERPROBE با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان ۱۵ نانآمپری و قطر ۵ میکرومتر دانشگاه مونستر آلمان استفاده شد. علاوه بر آن، نتایج آنالیزهای Shfaii Moqadam و همکاران [۷] که با استفاده از یک تحلیلگر ریزکاونده‌ی الکترونی روی کرومیت‌های این منطقه انجام شده بود نیز مورد استفاده قرار گرفتند.

بحث و بررسی

موقعیت منطقه مورد مطالعه و تاریخچه مطالعاتی معادن کرومیت آمیزه افیولیتی بافت

آمیزه افیولیتی بافت با مساحت تقریبی ۶۱۷ کیلومتر مربع، در راستای دو گسل بزرگ بافت و شهراباک در جنوب غربی استان کرمان قرار دارد. مهم‌ترین ذخیره‌ی معدنی قابل استخراج در آمیزه افیولیتی بافت، کرومیت است که به شکل رگه‌های ناممتد و یا عدسی‌مانند در دونیت‌های سرپانتینیتی شده قرار گرفته‌اند. اولین بررسی‌ها در این منطقه توسط یوگسلاوها به منظور تهیه‌ی نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ از مناطق بافت و بلورد در سال ۱۹۷۲ صورت گرفت. در همان بررسی‌ها، وجود دو عدسی کرومیت در حوالی روستای جمیل آباد گزارش شده بود. با توجه به شواهد موجود در منطقه، ذخایر کرومیت منطقه بافت، در محل‌هایی که در سطح بیرون‌زدگی داشته‌اند، از گذشته و حداقل از سال ۱۳۳۰ به بعد، توسط افراد محلی شناسایی شده بودند، به نحوی که در منطقه بیدحاجی در حدود ۳ کیلومتری شمال بافت، طی سال‌های بعد از ۱۳۳۵ دو عدسی کرومیت که در سطح زمین بیرون‌زدگی داشته‌اند، مورد بهره برداری قرار گرفته و هنوز آثار معدنکاری و کانسنگ‌های استخراج‌شده در منطقه دیده می‌شود. ذخایر کرومیت منطقه‌ی بافت در نقاط متعددی از جمله حوالی روستاهای آسیاجفته، رسکوئییه، تیتوئییه، شاه‌آباد و پلنگی واقع شده‌اند. معدن کرومیت گدار سبز گوشک بافت از بزرگترین معادن کرومیت در این منطقه است که در ۵ کیلومتری شمال غربی شهرستان بافت واقع شده است (شکل ۱) و در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته است.

ویژگی‌های ساختی و بافتی کرومیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی

بافت و سنگ میزبان آن

کرومیت‌های موجود در آمیزه‌ی افیولیتی مورد بررسی از نوع نیامی (پادیفرم) بوده و به صورت لایه‌های غیرممتد و یا عدسی-شکل دیده می‌شوند که با دونیت‌های کاملاً سرپانتینیتی شده احاطه شده‌اند. کرومیت‌های نوع لایه‌ای به صورت رگه‌هایی با ضخامت چند متر در سنگ مادر دونیتی دیده می‌شوند که از سطح به عمق، به ضخامت آن‌ها افزوده می‌شود. رگه‌های کرومیتی با رنگ تیره درون سنگ مادر دونیتی سرپانتینیتی-شده با رنگ روشن کاملاً مشخص‌اند (شکل ۳ الف). این ویژگی‌ها نشان‌دهنده‌ی وابستگی آن‌ها به کرومیت‌های نوع آلیی است، زیرا کرومیت‌های نوع آلیی (نیامی) نامنظم و عدسی‌شکل‌اند و درون پریدوتیت‌های آلیی و یا مجموعه‌های افیولیتی دیده می‌شوند [۸]. این امر نشان‌دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در محیط گوشته‌ای است و برخلاف کرومیت‌های لایه‌ای (مانند بوشولد، گریت دایک و یا اسکارگارد) که در محیط پوسته‌ای تشکیل شده‌اند و لایه‌های آن‌ها تا چندین کیلومتر قابل پی‌گیری است، دارای گستردگی کمی هستند و تا مسافت‌های طولانی قابل تعقیب نیستند. ذخایر کرومیتی عدسی‌شکل در منطقه، درون دونیت‌ها قرار داشته و قطر آنها به یک متر می‌رسد. این ذخایر دو نوع بافت توده‌ای (massive texture) و پراکنده (disseminated texture) را نشان می‌دهند. کرومیت‌های با بافت پراکنده در منطقه، در قالب دانه‌های ریزی در متن سنگ دونیتی پخش شده‌اند

(شکل ۳ ب) و بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها، کرومیت حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده است، بنابراین سنگ‌های مورد نظر را بهتر است دونیت‌های کرومیت‌دار (Chromifer dumite) بنامیم. در این سنگ‌ها قطر دانه‌های کرومیت به ۲ تا ۳ میلی‌متر می‌رسد و در اکثر بلورها شکستگی‌های فراوانی دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). از ویژگی‌های شاخص کرومیت‌های منطقه، میزان دگرسانی پایین در آن‌هاست؛ به طوری که دانه‌های کرومیت فقط در راستای برخی از شکستگی‌ها، در حال مگنتیتی‌شدن هستند. (شکل ۳ ت) که ارزش اقتصادی آن‌ها را دوچندان کرده است.

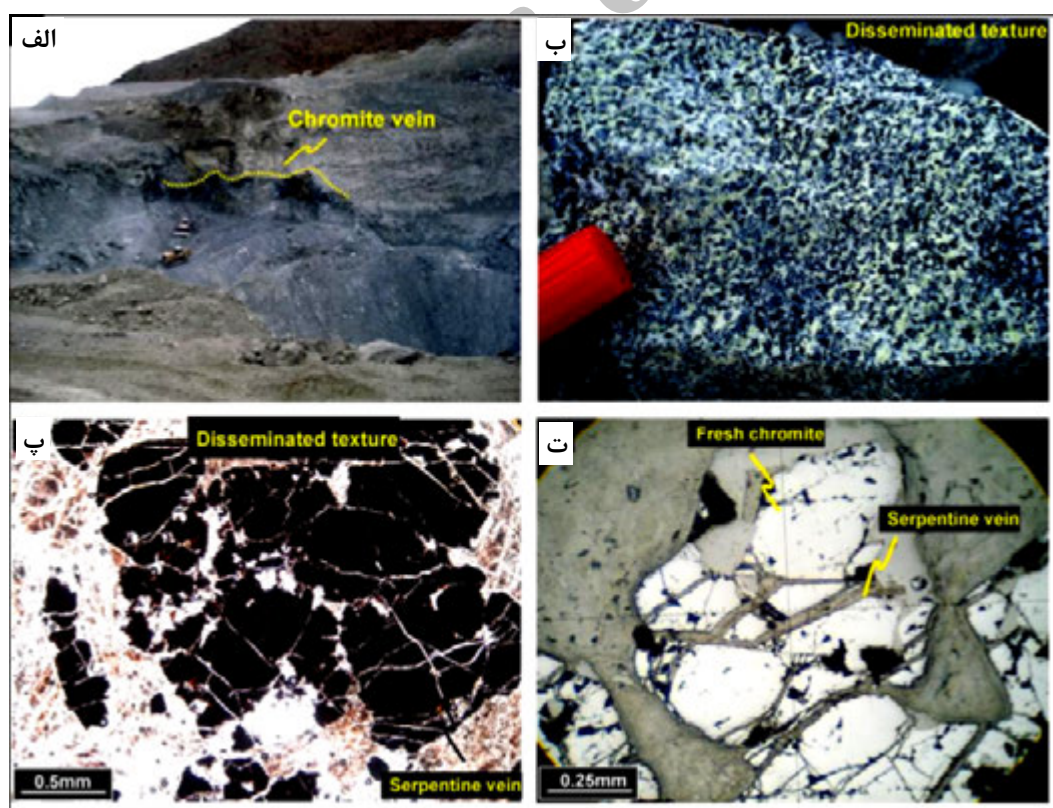
از جمله ادخال‌های موجود در دانه‌های کرومیت، الیوین است که اکنون به‌طور کامل از بین رفته و به وسیله‌ی سرپانتین جایگزین شده است. به احتمال زیاد سرپانتین حاصل از این

رگه‌ها تشکیل شده و رنگ‌های تداخلی سری اول (خاکستری، نارنجی و زرد کم‌رنگ) را نشان می‌دهد و معمولاً دارای خاموشی موجی است؛ در حالی که رشد کریزوتیل در رگه‌ها به صورت رشته‌های بسیار نازکی است که به موازات هم و به صورت رشته‌های قائم و یا مورب تشکیل شده، ولی در مقایسه با لیزاردیت دارای رنگ‌های تداخلی مشابهی هستند (شکل ۴ الف و ب).

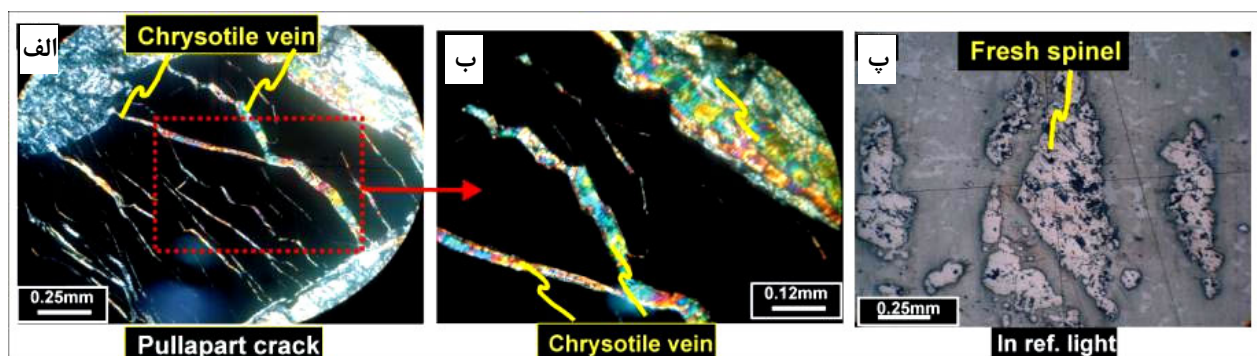
شکستگی‌های کششی همیشه در نتیجه‌ی اعمال تنش‌های زمین‌ساختی ایجاد نمی‌شوند، بلکه در نتیجه‌ی سرپانتینی-شدن سیلیکات‌های اطراف کرومیت و یا سیلیکات‌های محبوس در آن، ممکن است تشکیل شوند. در مواردی که ادخال‌های الیوین درون دانه‌های کرومیت، سرپانتینیتی شوند، شکل ترک‌های کششی به وجود آمده معمولاً از یک الگوی شعاعی پیروی می‌کند. گاهی نیز ترک‌های کششی یاد شده، سبب شده‌اند که دانه‌ی کرومیت شکسته و قطعات کاملاً از هم جدا شوند (شکل ۴ پ).

بافت‌ها، لیزاردیت است که به صورت شبه‌ریخت‌های فیبری نازک و یا توده‌ای، جانشین الیوین شده و با ایجاد بافت ساعت شنی (Hourglass texture) و شبکه‌ای (Mesh texture) همراه است.

به دلیل اعمال نیروهای زمین‌ساختی چه حین جایگزینی کرومیت‌ها و چه پس از آن، شکستگی‌های فراوانی در دانه‌های کرومیت ایجاد شده که با زوایای مختلف، یکدیگر را قطع کرده‌اند. در میان انبوه شکستگی‌های ایجاد شده در دانه‌های کرومیت، در اثر فازهای دگرشکلی بعدی، رگه‌های سرپانتینی به میزان زیادی گسترش یافته‌اند (شکل ۳ ت). از جمله بافت‌های مهم حاصل از شکستگی‌های فوق، ترک‌های کششی (pull-apart crack) است که در بسیاری از آن‌ها گسترش یافته است. این شکستگی‌ها معمولاً عمود بر راستای طولی-شدگی دانه است (شکل ۴ الف و ب) و معمولاً با رگه‌های کریزوتیلی (شکل ۴ الف و ب)، لیزاردیتی و یا رگه‌های نوع پرکننده شکاف (crack-seal) پر شده است. در سنگ‌های مورد بررسی، لیزاردیت معمولاً به صورت توده‌ای و یا ریزدانه در



شکل ۳ الف: نمایی از رگه‌های غیر ممتد کرومیت با رنگ تیره در سنگ میزبان دونیتی معدن گوشک بافت (جهت دید به سمت جنوب غربی است). ب: بافت پراکنده کرومیت‌های موجود در دونیت‌ها در نمونه‌ی دستی. پ: کرومیت با بافت پراکنده حاوی شکستگی‌های فراوان (در نور طبیعی). ت: نمایی از دانه‌های کرومیت نادرسان با شکستگی‌های فراوان که بین آن‌ها رگه‌های سرپانتین رشد کرده‌اند (در نور منعکس).



شکل ۴ الف: نمایی از شکستگی‌های کششی (pull-apart crack) در کرومیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت که عمود بر محور بلند دانه کرومیت هستند و با رشته‌های ظریف کریزوتیل پر شده‌اند (حالت xpl). ب: بخشی از رگه کریزوتیلی شکل قبل با نمایی بزرگتر (حالت xpl). پ: شکستگی‌های کششی در یک دانه کرومیت که سبب قطعه‌قطعه‌شدن دانه‌ی اولیه و جداشدن قطعات از یکدیگر شده است (در نور بازتابی).

شود، کرومیت‌های موجود در کرومیت‌های منطقه، از نوع کرومیت غنی از Cr هستند؛ به طوری که میانگین Cr_2O_3 در آنها برابر ۶۲٫۸ درصد و میانگین $Cr\#$ برابر ۰٫۸۳ است که نشان می‌دهد که ترکیب آن‌ها مشابه کرومیت‌های معدنی است. برخی ویژگی‌های شیمیایی همچون میزان بالای TiO_2 در نمونه‌های کرومیتیتی، تعلق آن‌ها را به کرومیت‌های متبلور شده از بونینیت نشان می‌دهد. در نمودار نسبت $Cr\#$ و TiO_2 (شکل ۵ الف)، علیرغم این‌که اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه، در گستره‌ی پریدوتیت‌های تهی‌شده قرار می‌گیرند؛ ولی تمامی نمونه‌های کرومیتیتی در میدان بونینیت قرار می‌گیرند. بنابر عقیده‌ی مؤلفین مختلف (برای مثال: Zhou و همکاران [۱۰]) اسپینل‌هایی که در این میدان واقع می‌شوند، می‌توانند از گدازه‌های بونینیتی متبلور شده باشند. نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 (شکل ۵ ب) و نیز شکل‌های ۶ الف و ۶ ب نیز گویای این مسأله است که کرومیت‌های منطقه مورد بررسی از نوع پادیفرم (آلپی) بوده و احتمالاً از گدازه‌ی با ترکیبی بونینیتی متبلور شده‌اند. در تمامی نمودارهای یادشده، گستره‌ی ترکیبی اسپینل‌های موجود در کرومیت‌ها، کاملاً از گستره‌ی هارزبورژیت‌ها متمایز است. چنین ویژگی‌های شیمیایی ممکن است بیانگر آن باشد که یک فرایند خاص غیر از ذوب‌بخشی سنگ‌های میزبان، بایستی در تشکیل کرومیتیت-های این منطقه دخیل باشد. این فرایند، احتمالاً واکنش سنگ-گدازه است که در حال حاضر، فقط آثار آن‌را می‌توان به صورت وجود انواع مختلف کانی‌های اسپینل در سنگ‌ها مشاهده کرد.

دونیت‌های میزبان کرومیت‌های منطقه، شدت بالای سرپانتینیتی‌شدن را تحمل کرده‌اند، به طوری که هیچ الیوین سالمی در آن‌ها باقی نمانده و تمامی الیوین‌ها با تشکیل بافت شبکه‌ای و یا ساعت شنی به سرپانتین نوع لیزاردیت تبدیل شده‌اند. علاوه بر الیوین، اندک ارتوپروکسن‌های منطقه نیز از سرپانتینیتی‌شدن مصون نمانده‌اند و به طور کامل به وسیله‌ی باستیت جایگزین شده‌اند. با توجه به بافت‌های ایجادشده در اثر دگرسانی کانی غالب الیوین در دونیت‌های میزبان کرومیت‌های مورد بررسی، مشخص می‌شود که این دونیت‌ها نیز همراه با دیگر پریدوتیت‌های منطقه، تحت تأثیر پدیده‌ی سرپانتینیتی‌شدن قرار گرفته‌اند و تمامی الیوین‌های اولیه از بین رفته‌اند. این شواهد و شدت بالای سرپانتینیتی‌شدن در دونیت‌های میزبان کرومیتیت‌ها، نشان‌دهنده‌ی وابستگی آن‌ها به نوع آلپی است؛ زیرا سرپانتینیتی‌شدن در کانسارهای نوع آلپی گسترش زیادی دارد [۹]. علاوه بر گسترش فراوان کانی‌های سرپانتین در دونیت‌های یاد شده، تالک‌ها از دیگر کانی‌های ثانویه هستند که به میزان فراوانی در زمینه و روی کانی‌های سرپانتین، رشد کرده‌اند و به علت فراوانی می‌توانند به منظور پی‌جویی و بهره برداری معدنی مورد توجه قرار گیرند.

پتروژنز کرومیتیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت

گرچه کرومیتیت‌های مورد بررسی، بافت و ساخت اولیه‌ی خود را تا حدود زیادی از دست داده‌اند، ولی ترکیب شیمیایی آن‌ها هنوز قابل استفاده بوده و نشانه‌ی خاستگاه ماگمایی برای آن‌هاست. نتایج آنالیز کرومیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت در جدول ۱ نشان داده شده‌اند و چنانکه در این جدول دیده می‌-

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزکائندهی الکترونی کرومیت‌های موجود در کرومیتیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت (تجزیه‌های وابسته به نمونه‌های BT06-41 توسط Shafaii Moqadam و همکاران [۷] تهیه شده است).

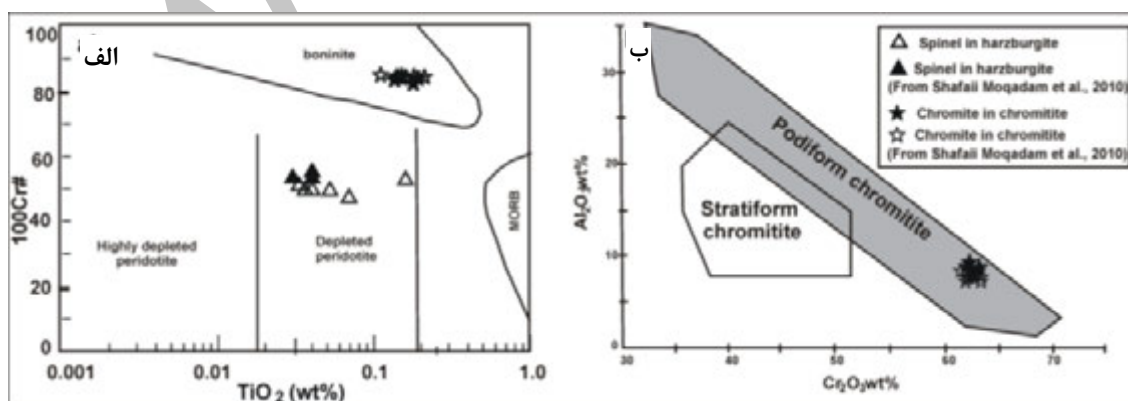
samples	CH19	CH20	CH21	BT06-41	BT06-41	BT06-41	BT06-41	BT06-41	BT06-41	BT06-41	BT06-41	BT06-41
SiO2	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
TiO2	۰.۱۴	۰.۱۸	۰.۱۹	۰.۱۵	۰.۱۱	۰.۱۸	۰.۱۴	۰.۲۱	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۱۵	۰.۱۴
Al2O3	۸.۶۸	۹.۲۴	۸.۳۲	۷.۹۹	۷.۸۳	۷.۸۷	۷.۹۸	۸.۰۶	۸.۳۲	۸.۰۲	۸.۰۱	۷.۹۳
Cr2O3	۶۳.۴۸	۶۲.۵۷	۶۲.۷۰	۶۳.۹۱	۶۳.۸۲	۶۲.۰۳	۶۲.۳۹	۶۲.۶۵	۶۳.۱۵	۶۲.۱۲	۶۲.۴۷	۶۲.۴۱
FeO (T)	۱۴.۹۶	۱۴.۵۵	۱۴.۶۷	۱۳.۹۷	۱۴.۱۱	۱۴.۸۶	۱۴.۹۷	۱۵.۲۴	۱۴.۲۱	۱۵.۵۸	۱۵.۳۰	۱۵.۳۸
MnO	۰.۲۷	۰.۲۹	۰.۳۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
MgO	۱۵.۱۳	۱۵.۲۱	۱۵.۰۳	۱۳.۵۵	۱۳.۶۵	۱۳.۶۶	۱۳.۷۴	۱۳.۴۲	۱۳.۷۳	۱۳.۷۷	۱۳.۶۹	۱۳.۵۹
CaO	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰
NiO	۰.۱۵	۰.۱۸	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۰۹	۰.۰۸
Totals	۱۰۲.۸۹x	۱۰۲.۳۰x	۱۰۱.۳۵	۱۰۱.۰۷	۱۰۱.۱۴	۱۰۰.۴۴	۱۰۱.۱۶	۱۰۱.۳۳	۱۰۱.۴۷	۱۰۱.۸۳	۱۰۱.۵۸	۱۰۱.۵۸
Oxygen p.f.u	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴
Si	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۳۲	۰.۳۴	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۳۰	۰.۳۰	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۳۲	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۳۱
Cr	۱.۵۷	۱.۵۵	۱.۵۷	۱.۶۵	۱.۶۵	۱.۶۱	۱.۶۱	۱.۶۱	۱.۶۲	۱.۶۰	۱.۶۱	۱.۶۱
Fe3+	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۰۸
Fe2+	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۳۴	۰.۳۴	۰.۳۴	۰.۳۳	۰.۳۵	۰.۳۴	۰.۳۴	۰.۳۴	۰.۳۴
Mn	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۰.۷۱	۰.۷۱	۰.۷۱	۰.۶۶	۰.۶۶	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۵	۰.۶۷	۰.۶۷	۰.۶۶	۰.۶۶
Ca	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ni	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
tot.cat.	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Mg#	۰.۶۴	۰.۶۵	۰.۶۵	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۲	۰.۶۲	۰.۶۱	۰.۶۳	۰.۶۱	۰.۶۱	۰.۶۱
Cr#	۰.۸۳	۰.۸۲	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۸۴

Cr# = [Cr/Cr+Al]

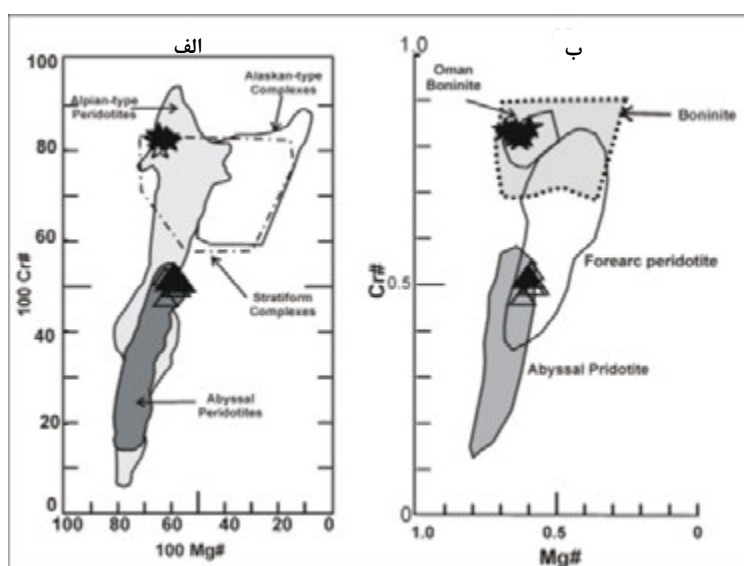
Mg# = [Mg/Mg+Fe]

FeO(t) = FeO + Fe2O3

xمیزان بالای مجموع اکسیدها در نمونه‌های CH19 و CH20 احتمالاً به دلیل خطای آزمایش است.



شکل ۵ الف: تغییرات TiO₂ نسبت به Cr# در اسپینل‌های آمیزه افیولیتی بافت که تمامی کرومیت‌های منطقه در گستره‌ی بونینیت‌ها قرار می‌گیرند. گستره‌ی بونینیت‌ها و بازالت‌های رشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) از Dick & Bullon [۱۱] و Arai [۱۳] و گستره‌ی پریدوتیت‌های شدیداً تهی‌شده و تهی‌شده از Jan & Windley [۲۵] گرفته شده است. ب: تفکیک کرومیتیت‌های پادیرم و استراتیفرم با استفاده از مقدار Al₂O₃ و Cr₂O₃ [۲۶]. این نمودار نشان می‌دهد که کرومیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت، غیرلایه‌ای و از نوع پادیرم هستند.



شکل ۶ الف: نمودار $Mg\#$ نسبت به $Cr\#$ که نشان‌دهنده وابستگی کرومیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت به نوع آلپی است. گستره‌های وابسته به پریدوتیت‌های نوع آلپی، کمپلکس‌های لایه‌ای و پریدوتیت‌های آبیسال از Dick & Bullen [۱۱] است. ب: نمودار $Mg\#$ نسبت به $Cr\#$ [۱۱] که نشان می‌دهد کرومیت‌های منطقه مانند کرومیت‌های افیولیت عمان از گدازه‌ای با ترکیب بونینیتی متبلور شده‌اند. (علامت‌های بکارگرفته‌شده مانند شکل ۵ هستند).

همکاران [۱۰]، چنین گدازه‌های گوشته‌ای، در آغاز می‌توانند الیوین و سپس کرومیت را متبلور سازند و یا در اثر واکنش با پریدوتیت‌های گوشته و اختلاط با گدازه‌های تحلیل یافته‌تر، ترکیبشان به سمتی هدایت شود که کرومیت به عنوان تنها کانی، از آنها به وجود آید.

برای محاسبه‌ی مقدار Al_2O_3 موجود در ماگمای سازنده‌ی کرومیتیت‌ها، می‌توان از فرمول [۱۷] Maurel & Maurel استفاده کرد. در این فرمول از میزان Al_2O_3 موجود در کرومیت استفاده شده است (رابطه‌ی ۱) و این میزان می‌تواند شاخص مطمئنی برای برآورد ترکیب گدازه‌ی اولیه باشد؛ زیرا فراوانی Al_2O_3 کرومیت، بستگی به ترکیب گدازه داشته که خود تابعی از فشار، دما، درجه‌ی ذوب‌بخشی و ترکیب فازی و شیمیایی خاستگاه تشکیل‌دهنده‌ی گدازه می‌باشد [۱۸].

رابطه ۱:

$$Al_2O_3 \text{ wt\% chromite} = 0.035 (Al_2O_3)^{2.42} \text{ wt\% liquid}$$

با قراردادن میزان Al_2O_3 موجود در کرومیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت در رابطه‌ی ۱، مقدار Al_2O_3 گدازه‌ی اولیه سازنده کرومیتیت‌های منطقه مورد بررسی بین ۹٫۶ تا ۱۰٫۱ به دست می‌آید (میزان Al_2O_3 در کرومیت‌ها بین ۸٫۳۲ تا ۹٫۲۴ است) که این مقدار، مشخصه گدازه‌های بونینیتی است (جدول ۲)؛ زیرا Mg بالا در الیوین ($\sim Fo_{95}$)، Cr بالا در کرومیت ($Cr\# \sim 80$) و میزان Al_2O_3 بین ۹٫۱۱ تا ۱۱٫۱۶

طبیعت ماگمای سازنده کرومیت‌های آمیزه افیولیتی بافت

با استفاده از برخی پارامترهای پیشنهادی توسط پژوهشگران، تا حدودی می‌توان به ترکیب ماگمای مادر سازنده‌ی سنگ‌ها پی برد. کانی‌های کرومیت و الیوین، شاخص‌های سنگ‌زایی بسیار حساسی هستند که با استفاده از ترکیب شیمیایی آنها، می‌توان به ماهیت شیمیایی ماگمای مادر پی برد [۱۰-۱۲]. در این بررسی، از آن‌جا که بلورهای الیوین به‌طور کامل از بین رفته‌اند و کرومیت، تنها فاز پایداری است که ترکیب شیمیایی آن، تغییر چندانی نکرده است، لذا سعی شده تا با استفاده از ترکیب شیمیایی کرومیت، شیمی ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های کرومیتیتی منطقه، تا حدودی بازسازی شود.

چنانکه در بحث‌های قبلی عنوان شد، ماگمای سازنده‌ی کرومیتیت‌های منطقه، ماگمایی با طبیعت بونینیتی است و از طرفی مقدار بالای $Cr\#$ در کرومیت‌ها، نشان‌دهنده‌ی تبلور آن از یک ماگمای بونینیتی است [۱۳] که در مورد کرومیتیت‌های منطقه مورد بررسی، این مسئله صدق می‌کند. معمولاً عقیده بر این است که بونینیت‌ها از گوشته شدیداً تهی‌شده و دیرگدازی تولید می‌شوند که با شاره‌ها دگرنهاد شده است. این شاره‌های غنی از Cr و Ba بوده و از لیتوسفر فرورو آزاد شده‌اند [۱۴]؛ از طرف دیگر ماگماهایی که مادر کانسارهای کرومیتیتی آلپی باشند، باید از آب اشباع باشند تا بتوانند این نوع کانسارها را بسازند [۱۵]. بنابر بررسی‌های Irvine [۱۶] و نیز Zhou و

ابروانشی، پشت قوس (back-arc basin) باشد، نه منطقه جلوی قوس، زیرا اگرچه ترکیب کروم اسپینل های منطقه در نمودار ۷ پ در گستره‌ی مشترک حوضه‌ی پشت قوس و جلوی قوس قرار می‌گیرد، اما بنا بر عقیده Dick و Bullen [۱۱]، میزان Cr# موجود در کروم اسپینل های وابسته به پریدوتیت-های جلوی قوس، بیش‌تر از ۰/۶۵ بوده و حتی تا بالای ۰/۸۵ می‌رسد، در حالی که این میزان در کروم اسپینل های موجود در پریدوتیت های مورد بررسی، کم‌تر از ۰/۶ است [۲۱]؛ از طرفی دیگر بررسی های برخی پژوهشگران قبلی نیز مؤید یک حوضه-ی پشت قوس برای آمیزه‌ی افیولیتی بافت است (مانند Shahabpour [۴]، Arvin و Robinson [۲۲]). Shahabpour [۴]، معتقد است که آمیزه‌ی رنگین بافت، باقیمانده‌ی یک حوضه پشت قوس است که در اثر برخورد کمان ماگمایی نیریز با حاشیه‌ی فعال قاره‌ای سندج-سیرجان ایجاد شده است. بنابراین منطقی‌تر به نظر می‌رسد که حوضه‌ی ابرورانشی منطقه‌ی مورد بررسی، یک حوضه‌ی پشت قوس باشد تا جلوی آن.

بر اساس بررسی های انجام شده [۲۳]، گوهی گوشته‌ای در مناطق فرورانش (زون ابرورانشی)، یکی از ایده‌آل ترین مکان‌ها برای تولید گدازه‌های بونینیتی است و از طرفی دیگر، مشخص شده که برای تشکیل کرومیتیت های نیامی شکل، وجود یک محیط آب‌دار الزامی بوده و چنین محیطی در گوهی گوشته‌ای بالای مناطق فرورانش دیده می‌شود [۱۷، ۲۴] که این خود شاهدی دیگر بر محیط زمین‌ساختی ابرورانشی برای تشکیل کرومیتیت های منطقه است. با این توصیف‌ها به نظر می‌رسد که ذخایر کرومیت منطقه‌ی بافت با یک خاستگاه ماگمایی بونینیتی، نخست در مجموعه‌ی افیولیتی اولیه در داخل لایه-های دونیتی درون هارزبورژیت های بخش تحتانی افیولیت بافت، تشکیل شده و سپس با جایگیری ملانژ، به درون زون های برشی رانده و در آن جا جایگزین شده‌اند.

درصد، سرشتی گدازه‌های بونینیتی در محیط های ابرورانشی (سویراساداکشن) هستند [۱۹]. در جدول ۲، ترکیب کرومیت-های موجود در افیولیت Tehuizingo [۲۰] نیز برای مقایسه نشان داده شده است.

محیط زمین‌ساختی و چگونگی جایگیری کرومیتیت های موجود در آمیزه افیولیتی بافت

یکی از سوال های اساسی در مورد کرومیتیت‌ها، محیط تشکیل آنهاست. به همین دلیل، مؤلفین مختلف، سعی کرده‌اند که بر اساس شواهد موجود در منطقه‌ی مورد بررسی خود، و یا با استفاده از داده‌های شیمیایی، زمین‌ساختی، بافتی و ساختی کرومیتیت‌ها در نقاط مختلف، الگوهای زمین‌ساختی و محیط-های خاصی را برای کرومیتیت‌ها ارائه نمایند (مانند Zhou و همکاران [۱۰]). در اینجا سعی می‌شود تا با اطلاعات موجود، محیط زمین‌ساختی کرومیتیت های بافت مورد بررسی قرار گیرد.

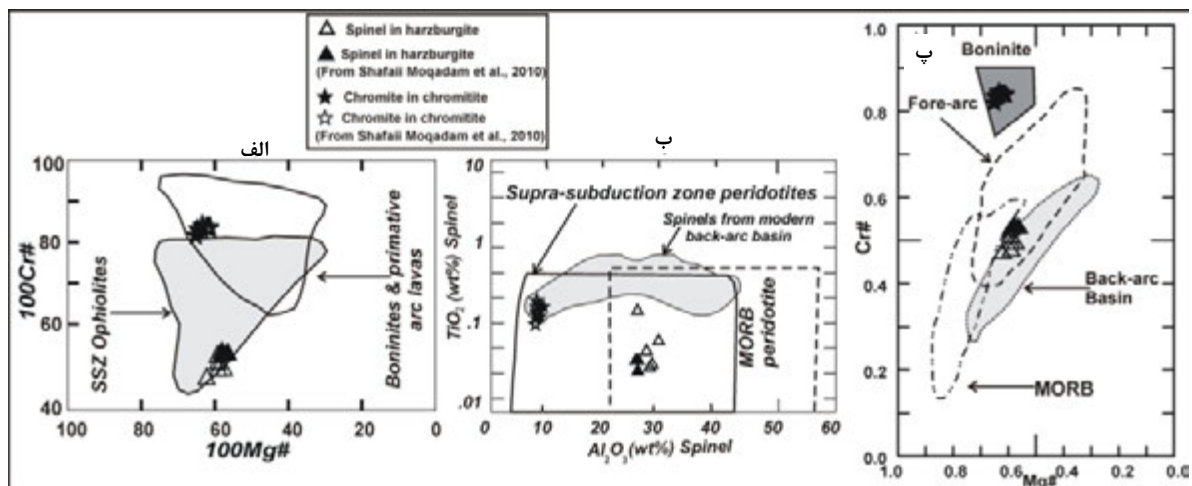
داده‌های شیمیایی حاصل از تجزیه کرومیت های بافت نشان می‌دهد که احتمالاً کرومیتیت های این منطقه در یک محیط ابرورانشی تشکیل شده‌اند. با استفاده از دو پارامتر Cr# و Mg# در شکل ۷ الف مشخص می‌شود که محل تشکیل پریدوتیت های منطقه، یک منطقه ابرورانشی است و تمامی کرومیتیت های منطقه از یک گدازه بونینیتی متبلور شده‌اند. همچنین در نمودار شکل ۷ ب که در آن با استفاده از نسبت TiO_2 و Al_2O_3 موجود در کرومیت‌ها، محیط های ابرورانشی و مورب (MORB) از هم تفکیک شده‌اند [۱۸]، محیط تشکیل کرومیتیت های منطقه مورد بررسی، منطبق بر محیط پریدوتیت های زون ابرورانشی است. در نمودار ۷ پ نیز ترکیب کرومیت های مورد بررسی در گستره‌ی مشترک حوضه-ی پشت قوس و جلوی قوس قرار می‌گیرد.

تمامی شواهد و نمودارهای بالا (شکل ۶ و ۷) نشان‌دهنده‌ی تشکیل کرومیتیت های منطقه از یک ماگمای بونینیتی است که در زون ابرورانشی تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد که محیط

جدول ۲ میانگین درصد وزنی Al_2O_3 موجود در گدازه‌ی بونینیتی در حال تعادل با کرومیت های اولیه موجود در سربانتینیت های آمیزه‌ی افیولیتی بافت.

منبع	$Al_2O_3(1)$	
در این مطالعه	۹۶-۱۰/۰۱	کرومیت افیولیت بافت
[۲۰] Proenza et al.	۱۵/۳۰	کرومیت افیولیت Tehuizingo
[۲۹] Wilson	۱۰/۶-۱۴/۴	بونینیت
[۲۹] Wilson	۱۶/۰۰	مورب (MORB)
[۳۰] Fryer et al.	۱۶/۰۰ >	بازالت های حوضه پشت قوسی (Back-arc basin)

(1) Al_2O_3 wt% chromite = 0.035 (Al_2O_3)^{2.42} wt % liquid [17]. Maurel and Maurel



شکل ۷ الف: نمودار Mg# نسبت به Cr# برای تعیین محیط زمین‌ساختی کرومیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت. گستره‌های افیولیت‌های زون ابرفرورانشی (SSZ) و بونیت‌های گدازه‌های قوسی اولیه از Bridges و همکاران [۲۷] است. ب: نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 برای تعیین محیط تشکیل کرومیت‌های منطقه مورد بررسی. گستره‌ی پریدوتیت‌های زون ابرفرورانشی و MORB از Kamenetsky و همکاران [۱۸] است. ب: نمودار Mg# نسبت به Cr# برای تعیین حوضه‌ی زمین‌ساختی وابسته به محیط ابرفرورانشی منطقه‌ی مورد بررسی به نقل از Dick & Bullen [۱۱] و Ohara و همکاران [۲۸].

برداشت

کانی‌شناسی، ساخت، بافت و ترکیب شیمیایی کرومیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی بافت، نشان می‌دهد که کرومیت‌های منطقه از نوع پادیفرم بوده و به صورت لایه‌های غیرممتد و یا عدسی شکل با دونیت‌های کاملاً سرپانتینیتی احاطه شده‌اند. کرومیت‌های موجود در منطقه، با میانگین Cr_2O_3 برابر ۶۲٫۸ درصد و میانگین Cr# برابر ۰٫۸۳ از نوع کرومیت غنی از Cr هستند و جزء کانسنگ‌های کرومیت درجه‌ی یک دنیا محسوب می‌شوند. با استفاده از مقدار Mg# و Cr# موجود در آن‌ها مشخص می‌شود که کرومیت‌های منطقه از گدازه‌ای با ترکیبی بونینیتی در یک زون ابرفرورانشی متعلق به حوضه پشت قوس، متبلور شده‌اند. به‌طور کلی به نظر می‌رسد که ذخایر کرومیت منطقه‌ی بافت، نخست در مجموعه‌ی افیولیتی اولیه درون غلاف‌های دونیتی، تشکیل شده و سپس با جایگیری ملانژ، به درون زون‌های برشی رانده و در آن‌جا جایگزین شده‌اند.

مراجع

- paleographic implications*", Chemical Geology, 39 (1983) 39-63.
- [3] Ghazi A. M., Hassanipak A. A., "Petrology and geochemistry of the Shahr-Babak ophiolite, Central Iran", Geological Survey of America, Special paper, 349 (2000) 485-497.
- [4] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", Journal of Asian Earth Sciences, 24 (2005) 405-417
- [5] Agard P., Monie P., Gerber W., Omrani J., Molinaro M., Meyer B., Labrousse L., Vrielynck B., Jolivet L., Yamato P., "Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics", Journal of Geophysics Reserchs., (2006) 111: B11401, doi: 10.1029/2005JB004103.
- [6] Shafaii Moghadam H., Rahgoshay M., Whitechurch H., Montigny R., "A geochemical scenario for evolution of the Nain-Baft back-arc basin", Goldschmidt Conference Abstracts, (2007) A920.
- [7] Shafaii Moghadam H., Robert J. Stern, Rahgoshay M., "The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt", Geological Society of America, 122 (2010) 1516-1547.

- [1] Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210-265.
- [2] Desmons J., Beccaluva L., "Mid-ocean ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran:

Tehuizingo (Acatlán Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study", Journal of South American Earth Sciences., 16 (2004) 649-666.

[۲۱] محمدی ن.، "کانی‌شناسی، لرزه‌خیزی و پتروژنز سریانتینیت‌های آمیزه رنگین چهارگنبد-گوغر-بافت در استان کرمان"، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، (۱۳۸۹)، ۲۲۵ صفحه.

[22] Arvin M., Robinson P.T., "The petrogenesis and tectonic setting of lava from Baft ophiolitic mélange, SW of Kerman/Iran", Canadian Journal of Earth Science., 31 (1994) 824-34.

[23] Plank T., Langmuir C. H., "An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts", Earth and Planetary Science Letters, 90 (1998) 349-370.

[24] Edwards S.J., Pearce J.A., Freeman J., "New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromitite", In: Dilek Y., Moores E., Elthon D. and Nicolas A.(eds), "Ophiolites and Oceanic crust : New Insights from field studies and the ocean drilling program". Geological Society of America, Special Paper, 349 (2002) 139-147.

[25] Jan M.Q., Windley B.F., "Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex Northwestern Pakistan", Journal of Petrology, 34(1990) 667-715.

[26] Bonavia F.F., Diella V., Ferrario A., "Percambrian podiform chromitites from Kenticha Hill Southern Ethiopia", Economical Geology, 88 (1993) 198-202.

[27] Bridges J.C., Prichard H.M., Meireles C.A., "Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Bragança massif, Northern Portugal: fragments of island arc mantle?", Geological Magazine., 132 (1995) 39-49.

[28] Ohara Y., Stern R.J., Ishii T., Yurimoto H., Yamazaki T., "Peridotites from the Mariana Trough: First look at the mantle beneath an active back-arc basin", Contributions to Mineralogy and Petrology., 143 (2002) 1-18.

[29] Wilson M., "Igneous petrogenesis", London, U.K., Unwin Hyman, (1989) 466 p.

[30] Fryer P., Taylor B., Langmuir C.H., Hochstaedter A.G., "Petrology and geochemistry of lavas from the Sumisu and Torishima backarc rifts", Earth and Planetary Science Letters., 100 (1990) 161-178.

[8] Duke J. M., "Magmatic segregation deposits, in Roberts, R. G. and Sheahan, P. A. (eds.), ore deposit models", Geoscience Canada, Reprint Series 3(1988) 133-143.

[9] Evans A. M., "Ore Geology and Industrial Minerals: An Introduction", Blackwell Scientific Publications, (1993) 390 p.

[10] Zhou M. F., Robinson P. T., Malpas J., Li Z., "Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (SouthernTibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle", Journal of Petrology, 37 (1996) 3-21.

[11] Dick H. J. B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas", Contributions to Mineralogy and Petrology 86(1) (1984) 54-76.

[12] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", Mineralogical Magazine, 56 (1992) 173-184.

[13] Tamura A., Arai S., "Harzburgit-dunithe-orthopyroxenite suite ophiolite mantle", Lithos, 90 (2006) 43-56.

[14] Hickey R. L., Frey F. A., "Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source", Geochimica et Cosmochimica Acta, 46 (1982) 2099-2115.

[15] Matveev S., Ballhaus C., "Role of water in the origin of podiform chromitite deposits", Earth Planet Science Letters., 203 (2002) 235-243.

[16] Irvine T.N., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrologic applications", Canadian Journal of Earth Sciences., 4 (1977) 71-103.

[17] Maurel C., Maurel O., "Etude experimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifere. Implications petrogenetiques: teneur en chrome des spineles", Bulletin de Mineralogie, 105(1982) 197-202.

[18] 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", Journal of Petrology, 42 (2001) 655-671.

[19] Crawford A. J., Falloon T. J., Green D. H., "Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites", In: Crawford, A. J. (ed.) Boninites and Related Rocks. London: Unwin Hyman, (1989) 1-49.

[20] Proenza J.A., Ortega-Gutiérrez F., Camprubí A., Tritlla J., Elías-Herrera M., Reyes-Salas M., "Paleozoic serpentinite-enclosed chromitites from