



مطالعه کانه‌زایی سولفیدی در سنگهای اولترامافیک مجموعه افیولیتی فاریاب، جنوب کرمان

محمدعلی رجبزاده* و فاطمه آل‌سعیدی

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

دریافت: 1393/3/4، پذیرش: 1393/8/3

چکیده

مجموعه افیولیتی فاریاب در 140 کیلومتری شمال‌شرق بندرعباس در جنوب غرب‌زون مکران واقع شده است. این افیولیت از نظر ماهیت سنگ‌شناسی به دو بخش ماگمایی شمالی و دیرگداز جنوبی حاصل از سنگهای باقی‌مانده از ذوب‌بخشی گوشته فوقانی قابل تقسیم است. کانه‌زایی محدود سولفیدی در افقهای مختلف سنگ‌شناسی بخش شمالی صورت گرفته است. مطالعات پتروگرافی نشانگر ایجاد کانیهای سولفیدی در دو نسل می‌باشد. در نسل اول، کانیهای اولیه ماگمایی به‌صورت بی‌شکل با بافت افشان و به شکل بین‌دانه‌ای و در نسل دوم، کانیهای ثانویه در اثر عملکرد سیال گرمایی به شکل رگه‌چهای در امتداد شکستگیهای سنگهای سیلیکاتی به‌وجود آمده‌اند. کانیهای سولفیدی اولیه از نوع پیروتیت، پنتلانیدیت و کانیهای سولفیدی ثانویه اغلب شامل دیژنیت و پیریت می‌باشند اسپینل‌های کروم‌دار همراه در سنگهای اولترامافیک به دو صورت انتشاری و توده‌ای دیده می‌شوند. میزان $Cr\#[100*Cr/(Cr+Al)]$ در نوع انتشاری از 72 تا 74 و در نوع توده‌ای بین 82 تا 85 در تغییر است. همچنین میزان $Mg\#[100*Mg/(Mg+Fe^{+2})]$ به ترتیب برای نوع انتشاری بین 29 تا 33 و برای نوع توده‌ای بین 53 تا 58 است. این ترکیب شیمیایی متناسب با اسپینل‌های کروم‌داری هستند که از ماگمای بونینیتی در جایگاه زمین‌ساختی فوق‌فرورانش شکل می‌گیرند. کانیهای سیلیکاتی سنگهای میزبان اغلب از نوع کلینوپیروکسن (دیوپسید و اوژیت) با FS_{3-4} ، En_{45-48} ، Wo_{47-50} اولیوین با FO_{92-95} و ارتوپیروکسن (انسیتاتیت تا برونزیت) با En_{85-87} می‌باشند. سنگهای میزبان سولفید از نوع ورلیت و کلینوپیروکسنیت هستند. مطالعات پتروگرافی نشانگر افزایش میزان و اندازه کانیهای سولفیدی با ازدیاد میزان کانی کلینوپیروکسن در سنگ میزبان است.

واژه‌های کلیدی: سولفید، کانه‌زایی، سنگ اولترامافیک، افیولیت، فاریاب

مقدمه

سنگ‌شناسی مناطق عمیق افیولیتی موجب شده است که مطالعات علمی و اکتشافی فازهای سولفیدی به شکل هدفمند دارای عمر کمی باشند. رسیدن ماگمای سیلیکاتی به حالت اشباع از سولفید، جدایش مایع سولفیدی از مذاب سیلیکاتی مادر، تمرکز عناصر کالکوفیل در آن و سپس تجمع مایع سولفیدی در مناطق خاص از ماگما، لازمه تشکیل کانسارهای سولفیدی ماگمایی است. احتمالاً چنین شرایطی در مجموعه‌های افیولیتی که از نظر کانسارهای سولفیدی ماگمایی قابل توجه نمی‌باشند کمتر ایجاد می‌شود

اغلب ذخایر بزرگ سولفیدی ماگمایی جهان از نوع $Ni+Cu$ و PGE همراه با بخشهای زیرین مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک لایه‌ای می‌باشند. توده‌های افیولیتی علی‌رغم این‌که در گروه مجموعه سنگهای مافیک و اولترامافیک طبقه‌بندی می‌شوند و از نظر برخی از ذخایر نظیر کرومیت مورد توجه بوده‌اند ولی فاقد این‌گونه نهشته‌های بزرگ سولفیدی می‌باشند. عدم وجود داده‌های دقیق بر روی ترکیبات سولفیدی، روشن نبودن جایگاه سنگ‌شناسی واحدهای سنگی میزبان کانیهای سولفیدی و پیچیدگی زیاد

Advance در بخش فیزیک دانشگاه شیراز تکمیل گردید. تجزیه نقطه‌ای جهت تشخیص ترکیب شیمیایی کانیهای سولفیدی، اسپینل کروم‌دار و سیلیکاتی میزبان با استفاده از روش الکترون میکروپروب (EPMA) بر روی تعداد 10 مقطع میکروسکوپی در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران صورت گرفت. در این روش ابتدا نمونه‌ها با یک لایه کربن به ضخامت 10 نانومتر پوشش داده شدند. در آنالیز کانیها از دستگاه SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه استفاده شد. قطر اشعه الکترونی 1 میکرون، ولتاژ برای کانیهای سیلیکاتی و اسپینل کروم‌دار 15KV و برای کانیهای سولفیدی 20KV، شدت جریان برای تمام عناصر ثابت و 20nA بوده و زاویه تابش مستقیم بوده است. با توجه به این که شدت اندازه‌گیری هر عنصر مستقیماً متناسب با غلظت آن عنصر نیست و تحت تأثیر الکترون‌های برگشتی، فلور سانس ثانویه و غیره قرار می‌گیرد، از برنامه تصحیح ماتریکس ZAF برای نتایج آنالیز تمام عناصر استفاده گردید.

زمین‌شناسی

مجموعه افیولیتی فاریاب در 140 کیلومتری شمال شرق بندرعباس در منتهالیه جنوب شرق زون سنندج سیرجان در مرز با منطقه مکران قرار دارد. این مجموعه افیولیتی در شمال غرب نقشه 1/100000 میناب به شکل مثلثی تقریباً متساوی‌الساقین مشخص شده است که گسلی عرضی، بخشی از آن را از نزدیک رأس شمالی قطع کرده و باعث جابه‌جایی نسبی آن گشته است. محدوده مثلثی شکل افیولیت دارای طولی حدود 17 کیلومتر و عرضی بیش از 6 کیلومتر با مساحتی حدود 100 کیلومتر مربع است. دو گسل معکوس متقاطع در محل دو ساق این مثلث موجب رخنمون افیولیت به صورت یک ساختار فرازمین⁶ شده است. گسل بزرگ دستگرد در شرق و رودان در غرب این مجموعه افیولیتی را به ترتیب از کمپلکس دگرگونی باجگان با سن پالئوزوئیک و آمیزه‌های رنگین جدا می‌کند.

مجموعه سنگهای آذرین - رسوبی کمپلکس باجگان در رخساره آمفیبولیت و شیست‌سبز دگرگون شده‌اند. بر اساس تعریف مجموعه‌های افیولیتی، مجموعه افیولیتی فاریاب یک مجموعه کامل نیست.

(Naldrett, 2004). کانسار سولفید نیکل اکوج¹ در افیولیت زامبیل² فیلیپین (Naldrett, 1989; Evans, 2000) و کانسار کلیفس³ در افیولیت شتلند⁴ اسکاتلند (Naldrett, 1989) به‌عنوان دو نمونه از معدود کانسارهای سولفیدی همراه با مجموعه‌های افیولیتی معرفی شده‌اند.

کانه‌زایی فلزی در مجموعه‌های افیولیتی متأثر از فرآیندهای است که در حین ذوب‌بخشی سنگهای گوشته فوقانی هنگام صعود و سپس متأثر از پدیده‌هایی می‌باشند که حین تبلور ماگمای حاصل در آشیانه ماگمایی رخ می‌دهند (Rajabzadeh and Moosavinasab, 2013). ماهیت مقاوم اسپینل‌های کروم‌دار طی دگرسانی سرپانتینی سنگهای پریدوتیتی میزبان موجب شده است که ترکیب این کانی به‌عنوان شاخصی برای تعیین درجه ذوب‌بخشی سنگهای گوشته‌ای در محیط‌های تکتونیکی متفاوت و ترکیب مذاب مادر کاربرد وسیعی بیابد (Derbyshire et al., 2013). مجموعه افیولیتی فاریاب در جنوب استان کرمان با بزرگترین ذخایر کرومیت ایران از معدود افیولیت‌هایی است که دارای آثار کانه‌زایی سولفیدی است. تعداد کمی از محققان به جزئیات کانه‌زایی ترکیبات سولفیدی در این مجموعه افیولیتی پرداخته‌اند (Rajabzadeh and Moosavinasab, 2013; Pazand et al., 2012; Jannessary et al., 2012). با توجه به این که وجود آثار کانه‌زایی سولفیدی نوید بخش اکتشاف کانسارهایی از این دست می‌باشد، هدف این مقاله ارائه داده‌های دقیق از نوع و نحوه حضور ترکیبات سولفیدی، ماهیت سنگ میزبان و ترکیب کانیهای اصلی همراه نظیر اسپینل کروم‌دار و سیلیکات‌های فرومنیزین در این مجموعه افیولیتی است.

روش مطالعه

تعداد 55 نمونه از انباشته سنگهای⁵ مختلف در امتداد برشهای زمین‌شناسی در سطوح متفاوت بخش ماگمایی مجموعه افیولیتی فاریاب و 18 نمونه نیز از مغزه حفاریهای انجام یافته به منظور اکتشاف کانیهای سولفیدی، جهت مطالعات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمیایی برداشت گردیدند. مطالعه میکروسکوپی بر روی مقاطع صیقلی، صیقلی نازک و نازک با استفاده از روشهای معمول نور انعکاسی و انعکاسی انجام شد. داده‌های کانی‌شناسی با استفاده از روش پراش پرتو X (XRD) بر روی تعداد 10 نمونه توسط دستگاه D8

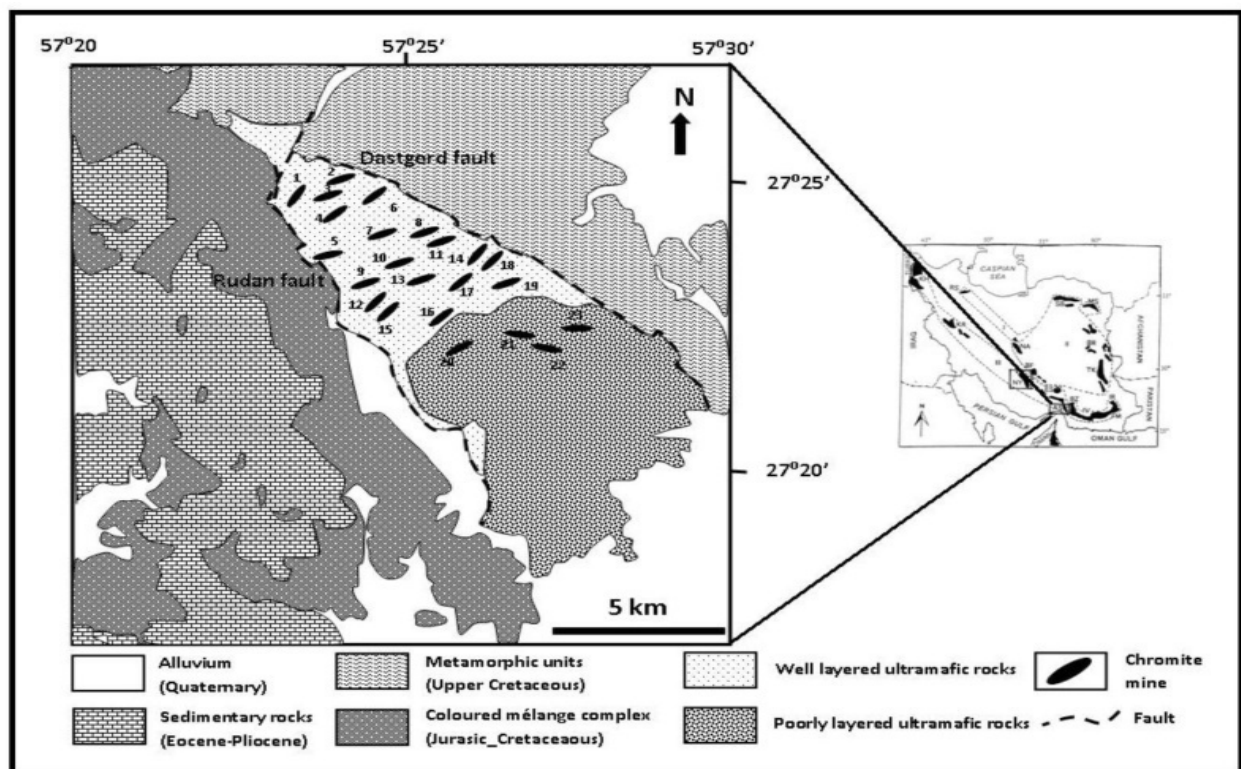
1- Acoje
2- Zambales

3- Cliffs
4- Shetland

5- Cumulates
6- horst

سنگ این بخش است. توده‌های بزرگ کرومیتی مجموعه معادن فاریاب نیز در دونیت‌های همین بخش واقعند. از اندیس‌های معدنی در بخش شمالی می‌توان به اندیس‌های دوویس، یاسمین، سهراب، شاهین، شهریار، نعمت، نازآفرین و فطر 6 اشاره کرد. بخش جنوبی نسبتاً ساده بوده و ترکیب یکنواخت‌تری دارد. هارزبورژیت و دونیت با بافت و ساخت تکتونیتی مهمترین سنگهای این بخش هستند. سنگهای لرزولیتی به میزان کم و به‌صورت عدسیهای پراکنده و اغلب با مرز تدریجی در قسمتهای زیرین ستون افیولیتی قرار می‌گیرند. ساختها و بافتهای تغییر شکل یافته ناشی از دگرذیسی پلاستیک در سنگهای بخش جنوبی نشانگر حرارت و فشار بسیار بالاست که فرضیه دیرگداز بودن آنها را تأیید می‌کند. هیچ‌گونه اثری از کانه‌زایی اکسیدی یا سولفیدی در سنگهای این بخش از مجموعه افیولیتی فاریاب دیده نمی‌شوند (شکل 1). (همچنین به نقشه و گزارش (McCall, 1985 مراجعه شود).

عدم وجود سری‌های گابرویی وسیع و واحدهای سنگی فوقانی‌تر در منطقه مورد مطالعه نشانگر حذف تکتونیکي بخش مهمی از واحدهای سنگی در هنگام فرارانش تکتونیکي است. رابطه ساختاری بین واحدهای مختلف سنگی و به‌خصوص جابه‌جایی‌های تأخیری مطالعه ستون سنگ‌شناختی منطقه را بسیار پیچیده کرده‌اند. در بسیاری از مناطق، ساختارهای فلسی و مضاعف شدن واحدها موجب رانش و برگشتیهای فراوان لایه‌ها شده است. این وضعیت تعیین ضخامت واقعی واحدهای سنگی مجموعه افیولیتی را دشوار می‌سازد. سنگهای اولترامافیک بیشترین بخش مجموعه افیولیتی را تشکیل داده‌اند. افیولیت فاریاب از نظر ماهیت سنگ‌شناسی شامل دو بخش اصلی است: قسمت شمالی با پیچیدگی نسبتاً زیاد اساساً از سنگهای دونیت به‌همراه اولیوین کلینوپیروکسنیت، ورلیت و اولیوین وبستریت با منشأ ماگمایی تشکیل شده است که به‌طور بین لایه‌ای با هارزبورژیت قرار می‌گیرند. دونیت با بیش از 70 درصد حجم کل، مهمترین



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه افیولیتی فاریاب و موقعیت آن در کمربندهای افیولیتی ایران (برگرفته از Rajabzadeh and Moosavinasab, 2013).

Fig. 1. Simplified geological map of the Faryab Ophiolite Complex, indicating its position in ophiolite belts of Iran (after Rajabzadeh and Moosavinasab, 2013).

سنگ‌شناسی

کانه‌زایی سولفیدی در افق‌های مختلف سنگ‌شناسی بخش شمالی افیولیت فاریاب صورت گرفته‌است. به‌طور مثال فازهای سولفیدی به‌صورت افشان در دونیت‌های محدوده معدن دوویس در بخش فوقانی سنگ‌های اولترامافیک و شمالی‌ترین قسمت مجموعه افیولیتی فاریاب مشاهده می‌شوند. در محدوده معدن کرومیت فطر 6 در بخش میانی سنگ‌های ماگمایی مجموعه افیولیتی، کانه‌زایی سولفیدی در نمونه‌های دستی نیز به‌خوبی قابل مشاهده‌اند و به این لحاظ، مطالعه بر روی این محدوده تمرکز بیشتری دارد. کانه‌زایی اغلب با سنگ‌های کلینوپیروکسنیتی (اولیوین کلینوپیروکسنیت) و ورلیتی همراه است. مطالعه مقاطع میکروسکپی بر روی مقاطع کمتر دگرسان شده نشانگر ترکیب کانی‌شناسی ساده سنگ‌های میزبان سولفیدی است. کانیهای کلینوپیروکسن، اولیوین و به مقدار بسیار کم ارتوپیروکسن فازهای اصلی سنگها بوده که به میزان کمی (10-15 درصد) سرپانتینی شده‌اند. کانیهای کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید و اوژیت و کانیهای ارتوپیروکسن اغلب از نوع انستاتیت و برونزیت هستند. بافت سنگها گرانولار تا ساب‌هدرال گرانولار بوده و مرزهای بلورین مستقیم با زاویه برخورد 120 درجه در آنها فراوان دیده می‌شوند که حالت موزائیکی به سنگ می‌دهند و به منشأ ماگمایی سنگ دلالت دارند (شکل 2-A). هیچ‌گونه جهت‌گیری خاصی در کانیهای تشکیل دهنده دیده نمی‌شود. در اولیوین کلینوپیروکسنیت، کلینوپیروکسن به‌صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، فراوان‌ترین کانی بوده (70 تا 80%)، اندازه این کانی بین 0/2 تا 2 میلی‌متر متغیر است و خاموشی موجی کمی را نشان می‌دهند. در انواعی که فشار بیشتری را متحمل شده‌اند بلورهای درشت دارای تیغه‌های جدایشی¹ از ارتوپیروکسن می‌باشند که این نشان‌دهنده این است که سنگ تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفته‌اند (شکل 2-B). در نمونه‌های برگرفته از مغزه حفاری با افزایش عمق، بلورهای کلینوپیروکسن درشت‌تر و میزان آنها به‌همراه کانیهای سولفیدی افزایش می‌یابد به‌طوری‌که رابطه مستقیمی بین نسبت حجمی و اندازه کانیهای سولفیدی با میزان کلینوپیروکسن در سنگ میزبان مشاهده می‌شود. اولیوین (5 تا 20%) به‌صورت بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل با اندازه 0/1 تا 0/5 میلی‌متر دیده می‌شود که از طریق برجستگی بالا

و دگرسانی سرپانتینی شدن به راحتی از پیروکسن‌ها تشخیص داده می‌شود (شکل 2-C). کانی ارتوپیروکسن با درصد فراوانی زیر 10 درصد از طریق رخها و خاموشی مستقیم قابل تشخیص است. این کانی نسبت به کلینوپیروکسن و اولیوین از دگرسانی کمتری برخوردار است. در برخی سنگ‌های ورلیتی محدوده معدن فطر 6، کانی اولیوین (30 تا 65%) به شکل نیمه شکل‌دار با اندازه 0/2 تا 1 میلی‌متر دارای خاموشی موجی² و نوارشکنجی³ می‌باشد. این بافت احتمالاً در اثر تغییر شکل و دگرشکلی مکانیکی در آشیانه عمیق ماگمایی ایجاد شده است (Mosenfelder et al., 2001; Shelly, 1993).

رشته‌های ریز کریزوتیل حاصل دگرسانی کانی اولیوین در برخی از مقاطع قابل تشخیص هستند (شکل 2-D). کلینوپیروکسن (30 تا 50%) با اندازه 0/2 تا 2 میلی‌متر عموماً بی‌شکل و نیمه شکل‌دار بوده، به میزان کم دارای خاموشی موجی و بیشتر دارای مرز اتصال سه‌گانه با یکدیگر و با کانی اولیوین می‌باشد. این کانی نسبت به اولیوین دگرسانی کمتری را متحمل شده است. کانی فرعی ارتوپیروکسن موجود در ورلیت تقریباً بدون دگرسانی و دگردیسی در زیر میکروسکپ دیده می‌شود. کانیهای اوپاک (سولفید و اسپینل کروم‌دار) به خوبی در نور انعکاسی از هم قابل تشخیص می‌باشند. کانیهای سولفیدی اغلب بی‌شکل تا آمیبی به رنگ زرد تا سفید زرد با شدت انعکاس بالا حدود 50 درصد و کانیهای اسپینل اغلب خودشکل تا نیمه خودشکل، به رنگ خاکستری با شدت انعکاس کمتر از 20 درصد در نور انعکاسی مشاهده می‌شوند. مشاهدات میکروسکپی نشان می‌دهند که کانیهای سولفیدی در دو نسل کاملاً مشخص ایجاد شده‌اند. کانیهای سولفیدی اولیه به‌صورت بی‌شکل در موقعیت بین‌دانه‌ای (در بین کانیهای سیلیکاتی) تشکیل شده‌اند. اغلب این کانیها از نوع پنتلاندیت ((Fe,Ni)₉S₈) بوده (شکل 3-A) و تعداد کمتری نیز از نوع کانی پیروتیت (Fe_{1-x}S) می‌باشند (شکل 3-B). کانی پنتلاندیت با رنگ سفید زرد با شدت انعکاس حدود 50 درصد در نور انعکاسی قابل تشخیص است.

پیروتیت دارای رنگ کرم با ته‌رنگی ضعیف از صورتی است. این کانی با شدت انعکاس حدود 40 درصد در زیر میکروسکپ تیره‌تر از پنتلاندیت می‌باشد. کانیهای سولفیدی بی‌شکل با بافت افشان و بدون آثار دگرسانی به‌صورت اولیه در اثر جدایش مایع سولفید در هنگام تبلور کانیهای سیلیکاتی

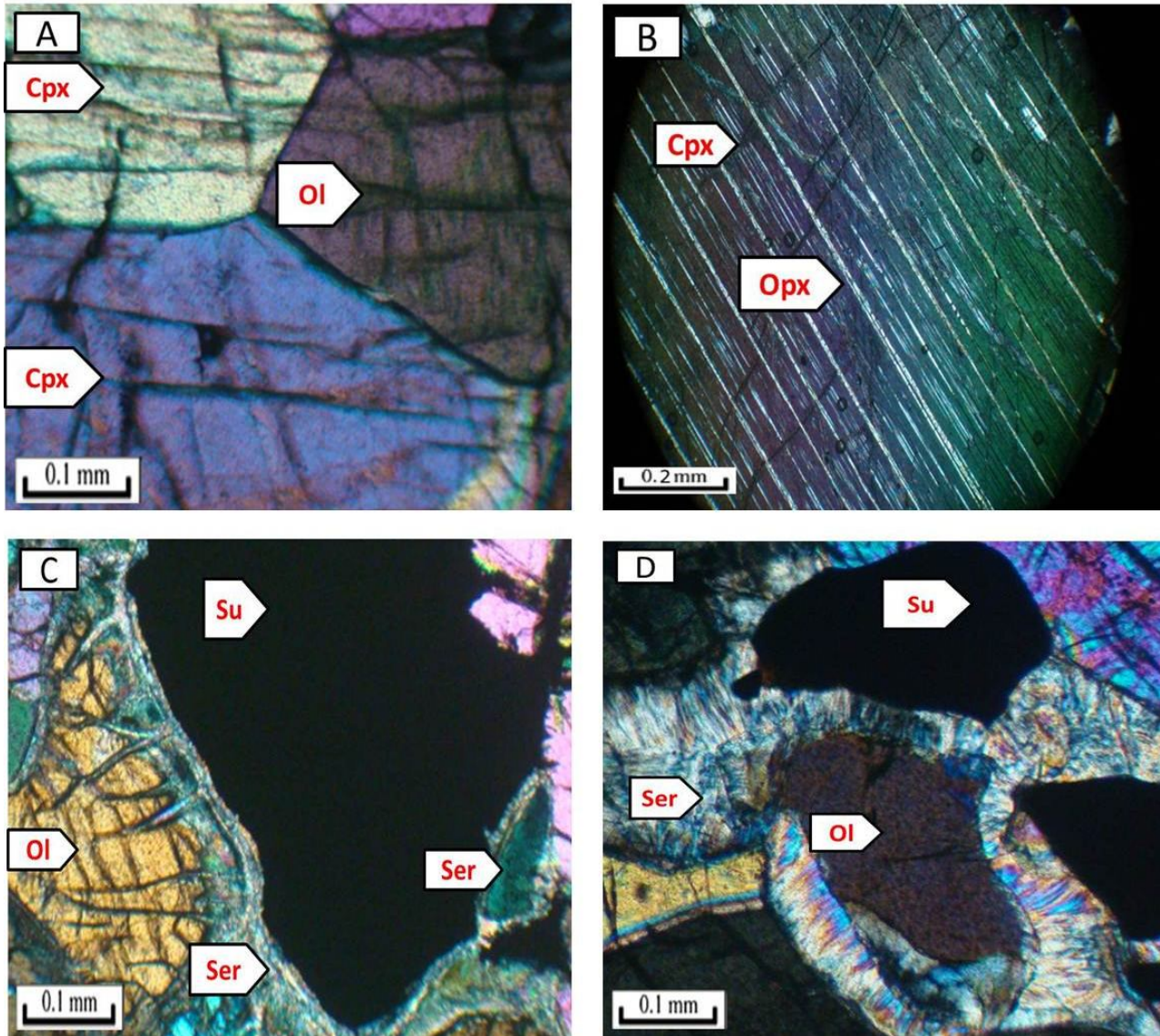
1- Exsolution lamellae

2- Wavy extinction

3- King banding

کلینوپیروکسن است. همزمانی بین تشکیل کانی کلینوپیروکسن با زمان اشباع شدن ماگما از سولفید می‌تواند در شناخت افق‌های کانه‌زایی سولفیدی مورد توجه زمین‌شناسان و معدن‌کاران کشور قرار گیرد.

تشکیل می‌شوند (Talkington et al., 1984; Von Gruenewaldt et al., 1990). تشکیل سیال غنی از سولفید در مجموعه افیولیتی فاریاب در ضمن مراحل اولیه تبلور ماگمای سیلیکاتی نشانگر افزایش فشار مؤثر گوگرد مذاب و رسیدن مذاب به حالت اشباع در زمان تشکیل سنگهای غنی از



شکل 2. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های مورد مطالعه معدن فطر 6 در مجموعه افیولیتی فاریاب. A: زاویه برخورد 120 درجه بین بلورهای کلینوپیروکسن و اولیوین در اولیوین کلینوپیروکسنیت، B: تیغه‌های جدایشی ارتوپیروکسن در درون کانی کلینوپیروکسن، C: کانی اوپاک بی‌شکل (سولفید) و بقایای اولیوین دگرسان شده در اطراف آن، D: سرپانتینی شدن اولیوین در ورلیت. (عکسها با نور انکساری XPL تهیه شده‌اند). (Su = سولفید، Ol = اولیوین، Opx = اورتوپیروکسن، Cpx = کلینوپیروکسن، Ser = سرپانتین).

Fig. 2. Microscopic images of the studied samples in Fetr 6 mine from the Faryab Ophiolite Complex. A: 120° angle at the contact of clinopyroxene and olivine in olivine clinopyroxenite, B: exsolution lamella of orthopyroxene within clinopyroxene minerals, C: anhedral opaque minerals (sulfide) with relicts of altered olivine, D: serpentinization of olivine in wehrlite. (Photos were taken in refractive XPL light), (Su = sulfide, Ol = olivine, Opx = orthopyroxene, Cpx = clinopyroxene, Ser = serpentine).

(پنتلانیدیت و پیروتیت و میلریت) و کانیه‌های ثانویه سولفیدی (دیژنیت و پیریت)، کانیه‌های سیلیکاتی شامل اولیوین (فورستریت) و کلینوپیروکسن (اویژیت و دیوپسید) و ارتوپیروکسن (هیپرستن و انستاتیت) هستند. نمودار مربوط به یکی از مغزه‌های حفاری در شکل 4 آمده است.

شیمی کانیه‌ها

در شناسایی ترکیب شیمیایی کانیه‌های سولفیدی اولیه و ثانویه به روش آنالیز نقطه‌ای الکترون مایکروپروب عناصر Fe, Ni, Cu, Co, As, S به‌عنوان عناصر اصلی سازنده کانیه‌ها مورد تجزیه قرار گرفتند. نتایج تجزیه شیمیایی نشان می‌دهند که تمامی کانیه‌های پنتلانیدیت منطقه فاریاب غنی از نیکل می‌باشند و در ترکیب شیمیایی پنتلانیدیت نیز مقادیر قابل توجهی از عنصر مس به‌صورت جانشینی با نیکل و آهن دیده می‌شود. ترکیب شیمیایی این کانیه‌ها در جدول 1 نشان داده شده است.

با توجه به این‌که کانیه‌های اولیه سولفیدی اغلب بی‌شکل و گاهی آمیبی شکل و به‌صورت بین دانه‌ای تشکیل شده‌اند به نظر می‌رسد عوامل رسیدن مذاب به حالت اشباع از سولفید و تشکیل مایع غنی از آن در افیولیت فاریاب فراهم شده است این عوامل شامل کاهش عوامل دما، میزان FeO و افزایش فوگاسیته گوگرد (fS_2) و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) می‌باشند. همچنین اختلاط ماگما، هضم سنگهای پوسته‌ای حاوی سیلیس و ورود گوگرد با منشأ خارجی می‌توانند از علل به اشباع رسیدن محلی مذاب از سولفید باشند (Naldrett, 2004). این حالت در محدوده معدن فطر به‌خوبی موجب تشکیل فازهای سولفیدی قابل مشاهده با چشم غیر مسلح شده‌اند. ترکیب کانیه‌های سولفیدی توسط ترکیب ماگمای سیلیکاتی مادر و فرآیندهای جدایش سیال سولفیدی کنترل می‌شود (Song et al., 2008).

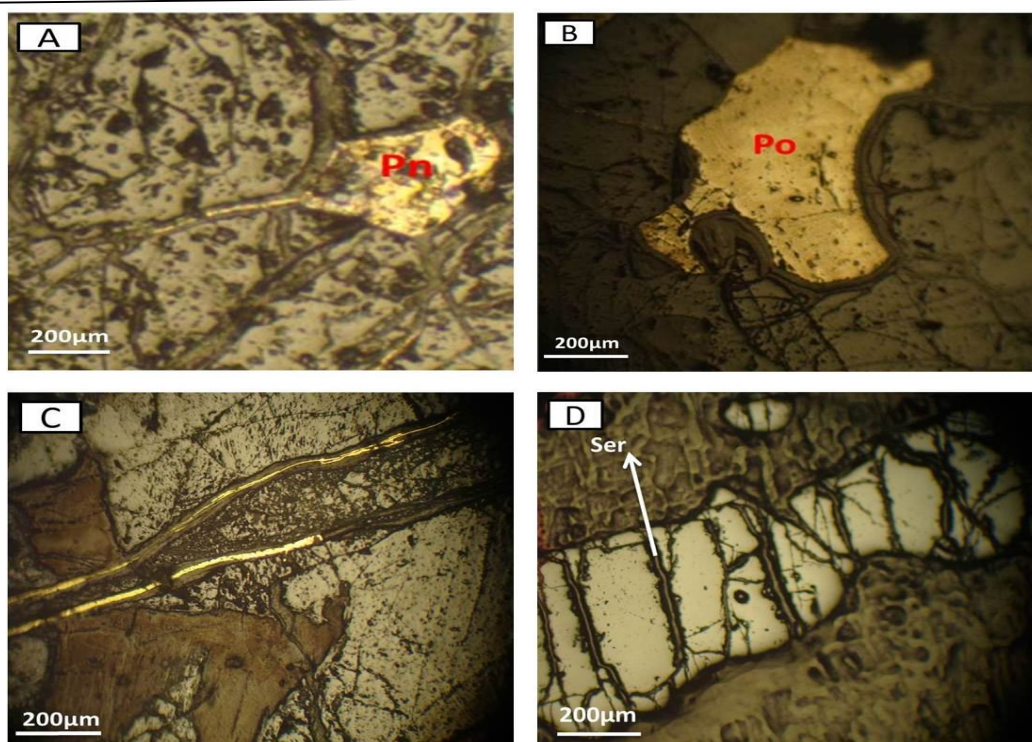
ترکیب کانی پنتلانیدیت در مجموعه افیولیتی شتلند (سه اندیس معدنی) و فاریاب (فطر 6) در شکل 5 با هم مقایسه شده‌اند. با توجه به موقعیت کانیه‌های سولفیدی از منطقه فاریاب مشخص می‌شود که ماگمای سیلیکاتی اولیه در افیولیت فاریاب از عنصر نیکل غنی‌تر بوده است. سولفیدهای ثانویه که عمدتاً از نوع دیژنیت و پیریت هستند، همان‌طور که ذکر شد به‌صورت ورقه‌های نازک، سطح درزه‌ها و ترکهای موجود سنگهای میزبان را پوشانده‌اند.

درصد حجمی کانیه‌های سولفیدی از کمتر از 1 درصد در سنگهای دونیتی تا بیش از 5 درصد در سنگهای پیروکسنیتی متغیر است. در نسل دوم کانه‌زایی سولفیدی، در اثر عملکرد سیال گرمایی، ترکیبات سولفیدی از سنگهای اولیه خارج شده و در سنگهای با افقهای بالاتر در امتداد شکستگیها و ترکهای سنگ میزبان به‌صورت رگه‌چه‌های متعدد نهشته شده‌اند (شکل 3-C). طول بسیاری از رگه‌چه‌های سولفیدی به بیش از 5 میلی‌متر می‌رسد. کانیه‌های سولفیدی نسل دوم از طریق شکل، موقعیت و کانی‌شناسی متفاوت از سولفیدهای اولیه ماگمایی قابل تشخیص هستند. کانیه‌های سولفیدی اغلب از نوع دیژنیت و پیریت می‌باشند که به‌صورت ورقه‌های نازک، سطح درزه‌ها و ترکهای موجود سنگهای میزبان را پوشانده‌اند. در این نوع کانه‌زایی رابطه مشخصی بین میزان سولفیدها با کانی‌شناسی سنگ میزبان وجود ندارد. بلورهای اسپینل کروم‌دار در زیر میکروسکپ اغلب بدون آثار دگرسانی می‌باشند. در نور پلاریزه انعکاسی به رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز تا قهوه‌ای تیره و در نور پلاریزه انعکاسی به رنگ خاکستری با شدت انعکاس کمتر از 20 درصد دیده می‌شوند. در سنگهایی که دگرسانی شدیدی را متحمل شده‌اند، دانه‌های اسپینل کروم‌دار تحت تأثیر اکسیداسیون شدید که با افزایش میزان آهن فریک در حاشیه بلور همراه است، حاشیه کانی به رنگ سیاه دیده می‌شود.

اسپینل‌های کروم‌دار اغلب به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار در اندازه‌های 0/5 تا 2 میلی‌متر مشاهده می‌شوند. در اثر اعمال نیروهای زمین‌ساختی، شکستگیهای فراوانی در این دانه‌ها ایجاد شده است. از جمله بافتهای حاصل از شکستگیها، ترکهای کششی¹ است که معمولاً عمود بر راستای طولشدگی هستند و با رگه‌های سرپانتین پر شده‌اند (شکل D-3).

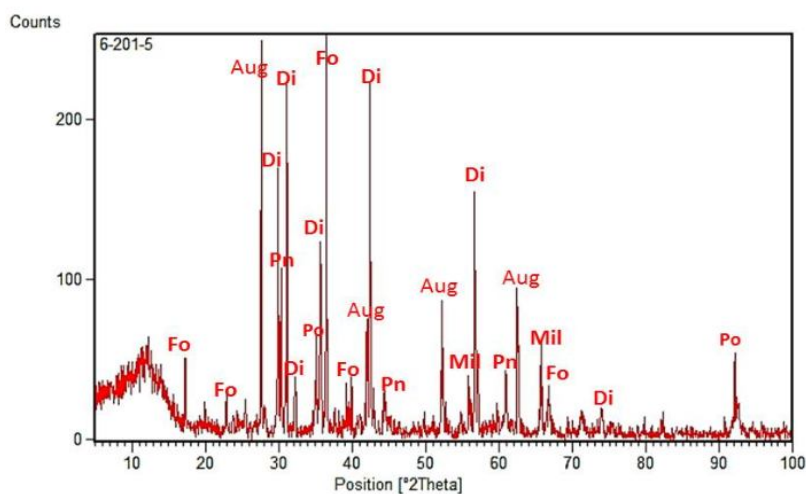
کانی‌شناسی به روش XRD

تعداد 6 نمونه سنگ اولترامافیک سطحی از برش‌های زمین‌شناسی و 4 نمونه از مغزه‌های حفاری حاوی کانه‌زایی سولفیدی پودر شده و برای شناسایی کانیه‌های سولفیدی و سیلیکاتی میزبان به روش XRD مورد مطالعه قرار گرفتند. داده‌های کانی‌شناسی با استفاده از این روش، شواهد کانی‌شناسی با روش میکروسکپ نوری را مورد تأیید قرار می‌دهند. نمونه‌های آنالیز شده نشانگر کانیه‌های اولیه سولفیدی



شکل 3. تصاویر کانیه‌های بی‌شکل سولفیدی اولیه به صورت بین‌دانه‌ای در سنگهای سیلیکاتی در مجموعه افیولیتی فاریاب در نور انعکاسی. A: پنتلاندیت، B: پیروتیت، C: کانیه‌های سولفیدی ثانویه، D: ترکهای کششی در کانی اسپینل کروم‌دار. (Pn = پنتلاندیت، Po = پیروتیت، Ser = سرپانتین).

Fig. 3. Images of primary anhedral sulfide minerals as interstitials in silicate rocks of Faryab Ophiolite Complex. The photos were prepared in reflected light. A: pentlandite, B: pyrrhotite, C: secondary sulfide minerals, D: pull apart cracks in chromian spinel minerals. (Pn = Pentlandite, Po = pyrrhotite, Ser = Serpentine).



شکل 4. نمودار آنالیز XRD مربوط به سنگ ورلیت میزبان کانه‌زایی سولفیدی از مغزه حفاری عمق 201,5 متری محدوده معدن فطر 6 در مجموعه افیولیتی فاریاب حاوی کانیه‌های سیلیکاتی، Di = دیوپسید، Aug = اوزیت، Fo = فورستریت و کانیه‌های سولفیدی، Pn = پنتلاندیت، Po = پیروتیت، Mil = میلریت.

Fig. 4. XRD analysis spectrum of wehrlite, which is hosted for sulfide mineralization from drilling core sample at depth 201.5 m in Feter 6 mine from Faryab Ophiolite Complex containing silicate minerals, Di = diopside, Aug = augite, Fo = Forsterite and sulfide minerals including Pn = pentlandite, Po = pyrrhotite, Mil = millerite.

جدول 1. نتایج نمونه‌های انتخابی حاصل از آنالیز کانیهای پنتلاندیت (Pen) و پیروتیت (Po) در نمونه‌های معدن فطر 6 در مجموعه افیولیتی فاریاب: کانیهای مورد مطالعه در سنگ میزبان ورلیت (W) و سنگ میزبان اولیوین کلینوپروکسنیت (OC) می‌باشند.

Table 1. Representative analyses of pentlandite (Pn), pyrrhotite (Po) minerals in Feter 6 mine samples from Faryab Ophiolite Complex: studied minerals were analyzed in wehrlite (W) and olivine clinopyroxenite (OC) host rocks.

type Rock	OC	OC	OC	OC	OC	OC	W	W	W	W
Sample-Point	1-1	1-2	1-3	1-4	2-1	2-2	1-1	1-2	2-1	2-2
Mineral	pyr	pyr	Pen	Pen	pyr	Pen	Pen	pyr	Pen	pyr
Fe	62.51	62.03	25.01	25.13	62.03	24.98	43.26	62.05	21.91	62.32
Ni	0.005	0.005	38.44	37.54	-	37.31	19.23	0.02	41.09	-
Cu	-	0.56	2.7	1.6	-	2.9	-	0.005	0.8	0.016
As	-	-	0.01	0.08	-	-	-	-	-	0.056
S	35.92	35.68	35.4	34.9	35.67	34.96	35.3	36.04	35.04	35.82
Total	98.44	97.78	101.56	99.25	97.67	100.15	97.8	98.76	98.84	98.22
Fe	63.5	63.43	24.63	25.32	63.5	24.94	44.23	62.82	22.17	63.44
Ni	0.005	0.005	37.85	37.82	-	37.25	19.66	0.02	41.57	-
Cu	-	0.57	2.66	1.61	-	2.90	-	0.005	0.81	0.02
As	-	-	0.01	0.08	-	-	-	-	-	0.016
S	36.48	36.49	34.86	35.16	36.52	34.91	36.09	36.49	35.45	36.46
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe	0.999	0.991	3.403	3.519	1	3.449	6.230	0.999	3.091	0.999
Ni	-	-	5.230	5.257	-	5.151	2.770	-	5.796	-
Cu	-	0.008	0.367	0.224	-	0.400	-	-	0.113	-
As	-	-	0.002	0.018	-	-	-	-	-	-
S	1	1	7.998	7.982	1	8	8	1	8	1
Total	1.999	1.999	17	17	2	17	17	1.999	17	1.998

امکان انجام تجزیه شیمیایی نقطه‌ای به تعداد زیاد بر روی آنها فراهم نگردید. لذا نتایج تجزیه نقطه‌ای تنها بر 4 نقطه انتخابی انجام شد که نتایج حاصل از آن در جدول 2 آورده شده است. در شناسایی ترکیب شیمیایی کانی اسپینل عناصر Ti, Al, Cr, Fe, Mg مورد تجزیه قرار گرفتند. نتایج حاصل از آنالیز این کانی در نمونه‌های با بافت انتشاری و توده‌ای در جدول 3 و 4 آورده شده است.

تشکیل چنین پوسته‌های نازکی از جنس انواع کانیهای نیکل‌دار و آهن‌دار در اثر اکسایش و دگرسانی پیروتیت-پنتلاندیت‌های اولیه و آزاد شدن آهن و نیکل از بسیاری از کانسارهای سولفیدی نیکل در جهان گزارش شده است (Nickel et al., 2008; Legrand et al., 2005). با توجه به این‌که تهیه مقطع صیقلی از آنها بسیار مشکل بوده و در حین صیقلی کردن غالباً سولفیدها از بین می‌رفتند، به همین دلیل

جدول 2. نتایج انتخابی حاصل از آنالیز کانیهای سولفیدی ثانویه پیریت (py) و دیژنیت (Dig) در نمونه‌های معدن فطر 6 در مجموعه افیولیتی فاریاب. کانیها در سنگ میزبان اولیوین کلینوپروکسنیت (OC).

Table 2. Representative analyses of secondary sulfide minerals including pyrite (Py) and digenite (Dig) in rock samples from Feter 6 mine in Faryab Ophiolite Complex. The minerals were analyzed in olivine clinopyroxenite (OC) host rock.

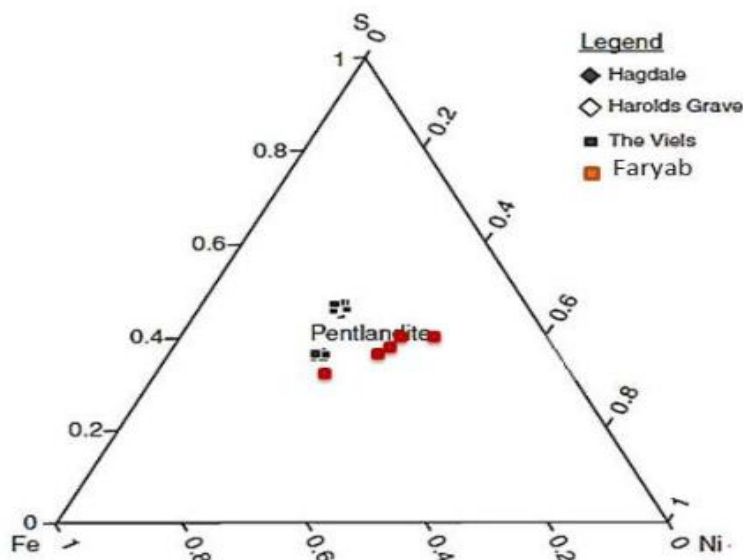
Rock type	OC	OC	OC	OC
No sample- point	1-1	1-2	2-1	2-2
Mineral	Py	Dig	Py	Dig
S	52.77	22.33	52.89	24.18
As	0.11	0.47	-	0.02
Cu	-	73.65	0.02	70.38
Ni	0.08	0.01	0.01	0.08
Fe	45.36	3.18	46.58	4.62
Total	98.32	99.64	99.5	99.28
S	53.67	22.41	53.16	24.36
As	0.11	0.47	-	0.02
Cu	-	73.9	0.02	70.9
Ni	0.08	0.01	0.01	0.08
Fe	46.1	3.19	46.8	4.7
Total	100	100	100	100
Cations				
S	2.006	1.094	1.98	1.169
As	0.002	0.006	-	-
Cu	-	1.821	-	1.717
Ni	0.002	-	-	0.002
Co	-	-	0.015	-
Fe	0.987	0.073	0.999	0.109
Total	2.997	2.994	2.994	2.997

(Rollinson, 2008). استفاده از فرمول تجربی مائورل و مائورل (Maurel and Maurel, 1982) بر روی داده‌های شیمیایی اسپینل کروم‌دار از منطقه فاریاب نشانگر تغییرات بسیار کم میزان Al_2O_3 مذاب مادر بین 9/45 تا 12/44 درصد و نسبت FeO/MgO بین 0/5 تا 1/81 است. این مقادیر متناسب با مقادیر مذابه‌های بونینیتی در محیط‌های فوق فرارانش می‌باشد (Maurel and Maurel, 1982). طبق این فرمول برای محاسبه میزان Al_2O_3 مذاب از رابطه:
 $Al_2O_3 \text{ wt\% chromite} = 0.035 (Al_2O_3)^{2.42} \text{ wt\% liquid}$
و برای محاسبه نسبت FeO/MgO مذاب از روابط:

مقاومت کانی اسپینل کروم‌دار در برابر هوازدگی و دگرسانی موجب شده است که ترکیب شیمیایی این کانی به‌طور گسترده‌ای در روند تکامل و تعیین محیط تکتونیکی و زمین‌ساختی و بررسی‌های سنگ‌شناسی پریدوتیتی مورد استفاده قرار گیرد (Uysal et al., 2007). از ترکیب شیمیایی کانی اسپینل و به‌ویژه پارامترهای کلیدی $Cr\# [100*Cr / (Cr+Al)]$ و $Fe^{+2}\# [Fe^{+2} / (Fe^{+2}+Mg)]$ و میزان TiO_2 به‌طور گسترده‌ای برای بازسازی روند تکامل مذابه‌ای تشکیل‌دهنده مجموعه‌های اولترامافیک استفاده شده است، میزان Al_2O_3 در فرآیند تبلور با تغییرات دما تغییر نمی‌کند و برای تعیین ترکیب ماگمای مادر استفاده می‌شود

$$\{ Y_{\text{spinel}}^{\text{Al}} = \text{Al}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{+3}), Y_{\text{spinel}}^{\text{Fe}^{+3}} = \text{Fe}^{+3}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{+3}) \} \quad \text{و} \quad \{ \text{Ln}(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{spinel}} \} = \{ 0.47-1.07Y_{\text{spinel}}^{\text{Al}} + 0.64Y_{\text{spinel}}^{\text{Fe}^{+3}} + \text{Ln}(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{Liquid}} \}$$

استفاده شده است.



شکل 5. موقعیت ترکیب شیمیایی کانی پنتلانیدیت در مجموعه افیولیتی فاریاب در مقایسه با انواع مشابه از نمونه‌های منطقه افیولیتی شتلند در اسکاتلند (Derbyshire et al., 2013).

Fig. 5. The chemical composition of pentlandite mineral from Faryab Ophiolite Complex in comparison with those of Shetland Ophiolite in Scotland (after Derbyshire et al., 2013).

جدول 3. نتایج انتخابی حاصل از تجزیه اسپینل‌های کروم‌دار در نمونه‌های با بافت انتشاری در مجموعه افیولیتی فاریاب، $\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3}+\text{Cr}+\text{Al})$ ، $\text{Fe}\# [\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3}+\text{Cr}+\text{Al})]$ ، $\text{Mg}\# [\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})]$ ، $\text{Cr}\# [\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]$.

Table 3. Representative analyses from chromian spinels in samples of disseminated texture in Faryab Ophiolite Complex, $\text{Fe}\# [\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3}+\text{Cr}+\text{Al})]$, $\text{Mg}\# [\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})]$, $\text{Cr}\# [\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})]$.

Sample	D-1	D-1	D-1	D-2	D-2	D-2	D-2	D-3	D-3	D-3
No of point	1	2	3	1	2	3	4	1	2	3
TiO ₂	0.22	0.24	0.24	0.23	0.24	0.24	0.22	0.21	0.23	0.19
Al ₂ O ₃	13.98	14.58	14.52	14.64	14.55	14.77	13.74	14.59	14.49	15.54
Cr ₂ O ₃	49.83	50.53	50.74	50.78	50.66	50.47	51.3	50.43	50.82	49.96
Fe ₂ O ₃ cal	5.1	3.46	3.71	3.49	3.42	3.7	3.93	3.79	3.98	3.02
FeOcal	20.3	21.3	20.35	21.03	21.08	20.54	20.61	21.65	20.04	20.76
MnO	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-
MgO	9.69	9.85	9.8	9.42	9.31	9.67	9.55	9.04	10.05	9.84
NiO	0.05	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.06	0.06	0.09	0.08
Total	99.14	100	99.45	99.68	99.34	99.47	99.41	99.57	99.7	99.39

ادامه جدول 3. نتایج انتخابی حاصل از تجزیه اسپینل‌های کروم‌دار در نمونه‌های با بافت انتشاری در مجموعه افیولیتی فاریاب، $[Fe^{+3}+Cr+Al]$ ، $Cr\# [Cr/(Cr+Al)]$ ، $Mg\# [Mg/(Mg+Fe^{+2})]$ ، $Fe\# [Fe^{+3}/$

Table 3 (continued). Representative analyses from chromian spinels in samples of disseminated texture in Faryab Ophiolite Complex, $Fe\# [Fe^{+3}/Fe^{+3}+Cr+Al]$ ، $Mg\# [Mg/(Mg+Fe^{+2})]$ ، $Cr\# [Cr/(Cr+Al)]$.

Sample	D-1	D-1	D-1	D-2	D-2	D-2	D-2	D-3	D-3	D-3
No of point	1	2	3	1	2	3	4	1	2	3
TiO ₂	0.22	0.24	0.24	0.23	0.24	0.24	0.22	0.21	0.23	0.19
Al ₂ O ₃	14.10	14.58	14.60	14.69	14.65	14.85	13.82	14.65	14.53	15.64
Cr ₂ O ₃	50.26	50.53	51.02	50.94	51.00	50.74	51.60	50.65	50.97	50.27
Fe ₂ O ₃ cal	5.14	3.46	3.73	3.50	3.44	3.72	3.95	3.61	3.99	3.04
FeO	20.48	21.3	20.46	21.10	21.22	20.65	20.73	21.74	20.10	20.89
MnO	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-
MgO	9.77	9.85	9.85	9.45	9.37	9.72	9.61	9.08	10.08	9.90
NiO	0.05	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.06	0.06	0.09	0.08
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Cations										
Ti	0.006	0.0070	0.0069	0.0067	0.0070	0.0069	0.0064	0.0003	0.0066	0.0055
Al	0.404	0.4238	0.4196	0.4235	0.4225	0.4270	0.3972	0.4240	0.4169	0.4523
Cr	1.441	1.4687	1.4663	1.4689	1.4712	1.4591	1.4829	1.4656	1.4620	1.4542
Fe ⁺³	0.147	0.1006	0.1072	0.1010	0.0993	0.1070	0.1136	0.1101	0.1145	0.0879
Fe ⁺²	0.674	0.6844	0.6747	0.6834	0.6919	0.6781	0.6822	0.7041	0.6643	0.8392
Mn	-	-	0.0003	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.322	0.3165	0.3249	0.3061	0.3056	0.3193	0.3161	0.2940	0.3331	0.3978
Ni	0.001	0.0022	0.0027	0.0029	0.0026	0.0026	0.0020	0.0020	0.0030	0.0032
Total	2.998	3.0032	3.0025	2.9925	3.0001	3.0000	3.0003	3.0001	3.0004	3.2402
Mg#	0.32	0.32	0.33	0.31	0.31	0.32	0.32	0.29	0.33	0.32
Cr#	0.72	0.74	0.74	0.74	0.74	0.73	0.74	0.73	0.73	0.73
Fe#	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04
Al/(Al+ Cr+Fe ⁺³)	0.20	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.20	0.21	0.21	0.23
Al ₂ O ₃ calculated in parent melt	11.92	12.093	12.099	12.129	12.115	12.184	11.828	12.117	12.077	12.447
FeO/MgO calculated in parent melt	1.552	1.643	1.571	1.696	1.720	1.613	1.610	1.813	1.503	1.634

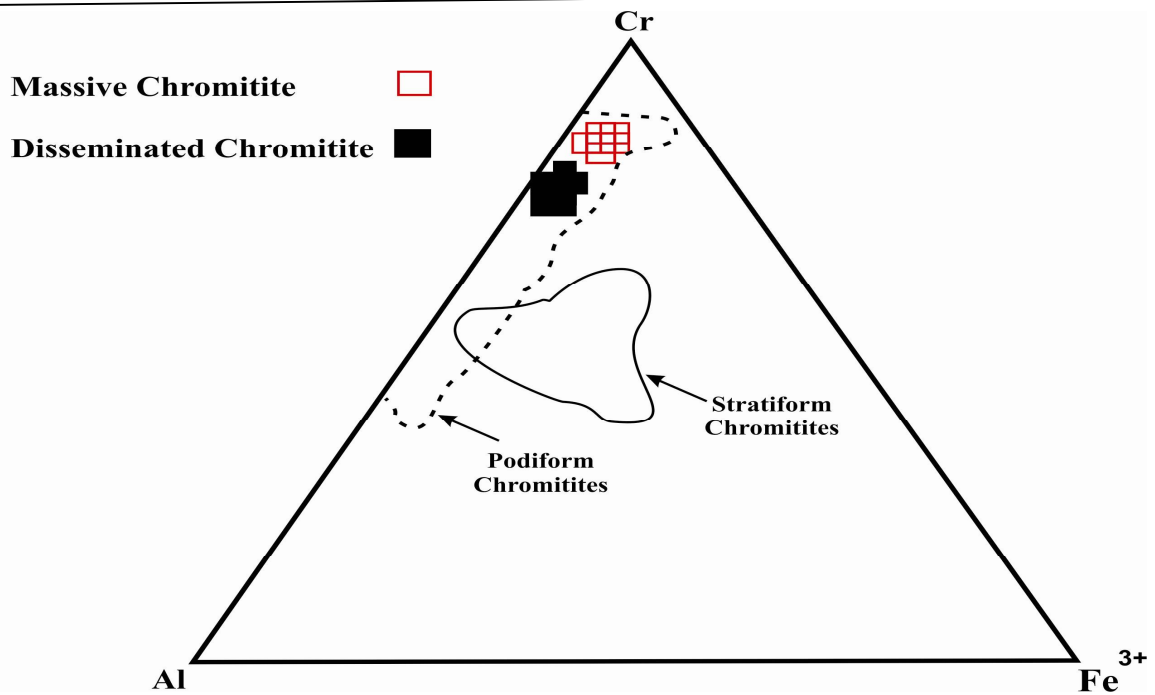
ایجاد می‌شوند. معمولاً این نوع اسپینل‌های کروم‌دار از تیتانیوم تهی شده‌اند که این حالت به خروج تیتانیوم در طول ذوب‌بخشی با درجه زیاد گوشته بالایی مربوط می‌شود (Jan and Windley, 1990). موقعیت نمونه‌های انتشاری و توده‌های فاریاب در نمودار تغییرات TiO₂ در برابر Cr# در محدوده ماگمای بونینیتی قرار می‌گیرند (شکل 7). جایگاه ژئوتکتونیک فوق منطقه فرورانش یکی محیط مناسب برای تولید چنین ماگمای بونینیتی است.

ترکیب شیمیایی اسپینل‌های مجموعه افیولیتی فاریاب با محتوی TiO₂ کمتر از 0/3 درصد وزنی (0/02 تا 0/24) از یک سو و موقعیت آن در نمودار سه‌تایی Cr-Al-Fe⁺³ از سوی دیگر با ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار در محدوده کرومیت‌های پادیفرم متناسب است (شکل 6). با توجه به محتوای Cr₂O₃ و Al₂O₃ اسپینل‌های کروم‌دار مجموعه افیولیتی فاریاب از نوع کروم بالا هستند (Zhou et al., 1994). این نوع کانیها در نتیجه درجه زیاد ذوب‌بخشی جبهه بالایی

جدول 4. نتایج انتخابی حاصل از تجزیه اسپینل‌های کروم‌دار در نمونه‌های با بافت توده‌ای در منطقه مورد مطالعه. Cr#, Mg#, Fe# مشابه جدول 3 می‌باشد.

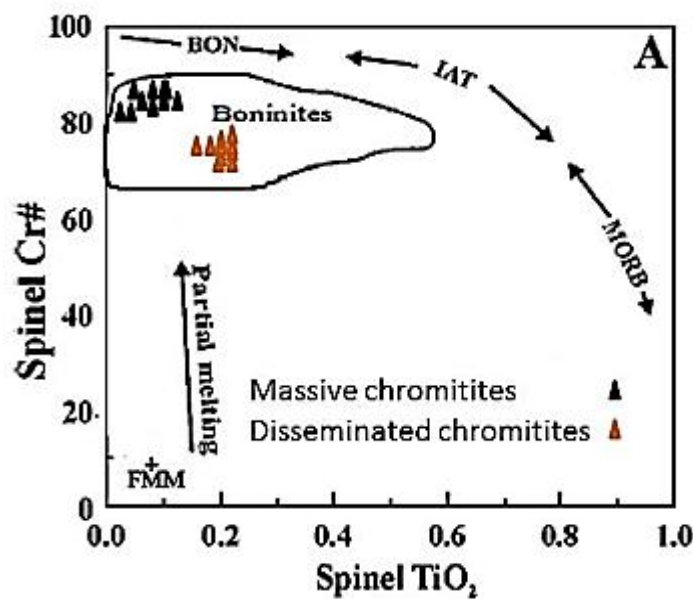
Table 4. Representative analyses of chromian spinels in samples of massive texture in the study area. Cr#, Mg#, Fe# are the same as in table 3.

Sample	F-1	F-1	F-2	F-2	F-3	F-3	F-3	F-3	F-4	F-4
No of points	1	2	1	2	1	2	3	4	1	2
TiO ₂	0.11	0.09	0.1	0.14	0.11	0.02	0.1	0.05	0.09	0.15
Al ₂ O ₃	9.3	8.93	9.19	7.94	9.6	9.83	9.37	9.33	9.32	9.7
Cr ₂ O ₃	60.29	60.83	61.78	62.32	60.78	60.43	60.65	60.84	61.74	60.73
Fe ₂ O ₃ cal	3.18	2.34	2.2	2.71	3.57	2.91	4.11	4.41	2.43	3.28
FeOcal	11.61	12.62	11.59	11.28	11.64	11.03	10.9	10.97	11.67	11.19
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	15.14	14.35	14.19	14.33	14.32	14.16	14.7	14.85	14.15	14.55
NiO	0.12	0.08	0.08	0.12	0.08	0.27	-	-	0.07	-
Total	99.74	99.24	99.13	98.84	100.12	98.65	99.83	100.46	99.46	99.6
TiO ₂	0.11	0.09	0.10	0.14	0.11	0.02	0.10	0.05	0.09	0.15
Al ₂ O ₃	9.32	9.00	9.27	8.03	9.59	9.96	9.39	9.29	9.37	9.74
Cr ₂ O ₃	60.45	61.30	62.32	63.05	60.71	61.26	60.75	60.56	62.08	60.97
Fe ₂ O ₃	3.19	2.36	2.22	2.74	3.57	2.95	4.12	4.39	2.44	3.29
FeO	11.64	12.72	11.69	11.41	11.63	11.18	10.92	10.92	11.73	11.23
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	15.18	14.36	14.31	14.50	14.30	14.35	14.73	14.78	14.23	14.61
NiO	0.12	0.08	0.08	0.12	0.08	0.27	0.00	0.00	0.07	0.00
Total	100.0	100.0	100	100	100	100	100	100	100	100
Cations										
Ti	0.0030	0.0025	0.0027	0.0038	0.0030	0.0005	0.0027	1.6304	1.6782	1.6445
Al	0.2549	0.2471	0.2509	0.2172	0.2592	0.2686	0.2525	0	0	0
Cr	1.6522	1.6829	1.6864	1.7048	1.6414	1.6513	1.6341	0.2500	0.2533	0.2627
Fe ⁺³	0.0871	0.0647	0.0601	0.0741	0.0964	0.0795	0.1107	0.4249	0.4508	0.4347
Fe ⁺²	0.4347	0.4691	0.4482	0.4384	0.4470	0.4332	0.4258	0.5751	0.5465	0.5653
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.5635	0.5288	0.5487	0.5569	0.5499	0.5562	0.5742	0.4941	0.4594	0.5653
Ni	0.0045	0.0030	0.0031	0.0047	0.0031	0.0106	0.0000	0.0013	0.0024	0.0041
Total	2.9999	2.9981	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000	0.0000	0.0027	0.0000
Mg#	0.56	0.53	0.55	0.56	0.55	0.56	0.57	2.8818	2.9339	2.9112
Cr#	0.83	0.84	0.84	0.85	0.82	0.83	0.82	0.58	0.55	0.57
Fe#	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.87	0.87	0.86
Al/(Al+ Cr+Fe ⁺³)	0.13	0.12	0.13	0.11	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14
Al ₂ O ₃ calculated in parent melt	10.053	9.906	10.029	9.452	10.170	10.333	10.080	10.036	10.074	10.235
FeO/MgO calculated in parent melt	0.534	0.619	0.573	0.540	0.566	0.548	0.512	0.528	0.59	0.553



شکل 6. موقعیت ترکیب شیمیایی اسپینل‌های کروم‌دار مجموعه افیولیتی فاریاب در نمودار سه تایی $Cr-Al-Fe^{3+}$ (برگرفته از Ahmed et al., 2012).

Fig. 6. The chemical composition of chromian spinels from Faryab Ophiolite Complex in ternary diagram $Cr-Al-Fe^{3+}$, (after Ahmed et al., 2012).

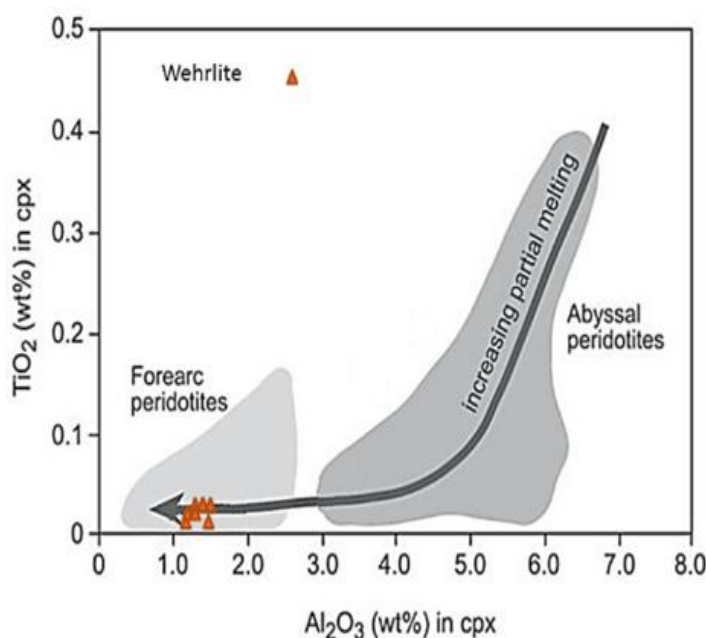


شکل 7. نمودار تغییرات TiO_2 در برابر $Cr\#$ در نمونه‌های کرومیت مجموعه افیولیتی فاریاب نمودار (برگرفته از Caran et al., 2010).

Fig. 7. Compositional variations in chromitite samples from Faryab Ophiolite Complex in diagram of $Cr\#$ versus TiO_2 (after Caran et al., 2010).

تشکیل این سنگ و تمرکز عنصر نیکل در مایع سولفیدی می‌باشد. کانی کلینوپیروکسن اولین فازی است که در طی ذوب‌بخشی وارد مذاب می‌شود و میزان این کانی در سنگ پریدوتیتی معیاری برای تشخیص درجه ذوب‌بخشی این سنگ است. محتوای Al_2O_3 و TiO_2 در کلینوپیروکسن‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده افزایش پیش‌رونده درجه ذوب‌بخشی پریدوتیت‌هاست. سنگهای مجموعه افیولیتی فاریاب در محدوده پریدوتیت‌های پیش‌کمانی¹ قرار می‌گیرند (Uysal et al., 2007)، (شکل 8) در یک محیط پیش‌کمانی و در جایگاه فوقانی منطقه فرارانش در اثر ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های تهی‌شده گوشته فوقانی در حضور آب و مواد فرار مذاب بونینیتی تشکیل می‌شود و سپس در اثر واکنش این مذاب با پریدوتیت‌های تهی‌شده پوسته اقیانوسی در حال فرورانش، کانیهای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن به‌طور پیش‌رونده وارد مذاب می‌شوند و این واکنش به تشکیل ذخایر کرومیت از مذاب بونینیتی در جایگاه فوقانی زون فرورانش منجر می‌شود.

در این محیط ورود آب از طریق قطعات سنگی پوسته قاره‌ای در محیط فرورانش موجب کاهش نقطه ذوب سنگها و افزایش درجه ذوب‌بخشی سنگهای گوشته فوقانی می‌گردد (Edwards et al., 2002). در شناسایی ترکیب شیمیایی کانیهای سیلیکاتی به‌روش آنالیز نقطه از تجزیه عناصر Fe, Mg, Na, Ca, Ni, Si استفاده شده است. فازهای اصلی شامل اولیوین، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن می‌باشند. نتایج حاصل از آنالیز هر فاز کانیایی به تفکیک در جدولهای 5 و 6 آورده شده است. نیکل در غیاب فازهای سولفیدی می‌تواند تا 500 ppm وارد شبکه اولیوین در سنگهای ماگمایی شود. این عنصر در شبکه بلورین کانی اولیوین جانشین آهن می‌شود. لذا از محتوی نیکل در کانی اولیوین جهت شناسایی زمان به اشباع رسیدن ماگما از سولفید استفاده می‌شود (Song et al., 2011). مقدار NiO در اولیوین موجود در سنگ اولیوین کلینوپیروکسنیت منطقه فاریاب نسبت به مقادیر NiO در اولیوین موجود در سنگ دونیت و ورلیت جزئی بوده (کمتر از 0/08) که نشانگر تشکیل مایع غنی از سولفید در زمان



شکل 8. نمودار تغییرات TiO_2 در برابر Al_2O_3 در کانی کلینوپیروکسن در نمونه‌های میزبان کانیهای سولفیدی مجموعه افیولیتی فاریاب (Uysal et al., 2007).

Fig. 8. Compositional variations of clinopyroxene in the sulfide host rocks from the Faryab Ophiolite Complex in TiO_2 versus Al_2O_3 diagram (taken from Uysal et al., 2007).

جدول 5. نتایج انتخابی حاصل از آنالیز کانی اولیوین (Ol) و ارتوپروکسن (Opx) در نمونه‌های سنگ معدن فطر 6 در مجموعه افیولیتی فاریاب. (اولیوین کلینوپروکسنیت OC، ورلیت W، دونیت D، $En = Mg/(Mg+Fe+Ca)$ ، $Wo = Ca/(Mg+Fe+Ca)$ و $Fo = Mg/(Mg+Fe)$ ، $Fs = Fe/(Fe+Mg+Ca)$).

Table 5. Selected analyses of olivine (Ol) and orthopyroxene (Opx) in rock samples of Feter 6 mine from Faryab Ophiolite Complex, olivine clinopyroxenite (OC), wehrlite (W), dunite (D), $En = Mg/(Mg+Fe+Ca)$, $Wo = Ca/(Mg+Fe+Ca)$ and $Fo = Mg/(Mg+Fe)$, $Fs = Fe/(Fe+Mg+Ca)$.

Rock type	OC	OC	OC	OC	W	W	W	W	D	D
Sample- Point	1-1	1-2	1-3	1-4	1-1	1-2	1-3	1-4	1-1	1-2
Mineral	OPX	OL	OL	OL	OPX	OPX	OL	OL	OL	OL
SiO ₂	56.29	42.21	42.02	41.91	57.29	57.29	42.25	41.85	43.1	41.71
TiO ₂	0.02	-	0.01	0.02	0.03	0.04	-	0.01	-	-
Al ₂ O ₃	0.35	0.01	-	-	0.23	0.4	-	-	-	-
FeO	8.01	7.47	7.49	7.78	8.79	8.4	6.47	7.36	4.54	5.26
MnO	0.01	0.21	0.21	0.18	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.07
MgO	33.56	51.16	51.54	50.07	32.76	34.23	51.8	51.25	52.02	53.42
CaO	0.65	0.02	0.02	0.04	0.83	0.34	-	0.03	-	0.05
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0.15	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.05	-	-	-	0.08	0.06	-	-	-	-
NiO	0.01	0.08	0.08	0.07	0.01	0.01	0.12	0.1	0.3	0.33
Total	99.05	101.16	100.87	100.07	100.45	100.95	100.67	100.6	100.03	100.85
SiO ₂	56.83	41.73	41.66	41.88	57.03	56.75	41.97	41.60	43.09	41.36
TiO ₂	0.02	-	0.01	0.02	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.35	0.01	-	-	0.23	0.4	-	-	-	-
FeO	8.09	7.38	7.43	7.77	8.75	8.32	6.43	7.32	4.54	5.22
MnO	0.01	0.21	0.21	0.18	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.07
MgO	33.88	50.57	51.10	50.03	32.61	33.91	51.46	50.94	52.00	52.97
CaO	0.66	0.02	0.02	0.04	0.83	0.34	-	0.03	0.00	0.05
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0.15	-	-	-	0.00
Cr ₂ O ₃	0.05	-	-	-	0.08	0.06	-	-	-	-
NiO	0.01	0.08	0.08	0.07	0.01	0.01	0.12	0.10	0.30	0.33
Total	100	100.0	100	100.0	100	100	100	100	100	100
Oxygen atoms	6	4	4	4	6	6	4	4	4	4
Si	1.972	1.01	1.004	1.015	1.9970	1.965	1.016	1.003	1.027	0.994
Ti	0.001	-	-	-	0.0010	0.001	-	-	-	-
Al	0.014	-	-	-	0.0090	0.016	-	-	-	-
Fe	0.235	0.149	0.15	0.157	0.2560	0.241	0.120	0.145	0.090	0.105
Mn	-	0.004	0.004	0.004	0.001	0.001	-	-	0.001	0.001
Mg	1.752	1.824	1.836	1.807	1.702	1.751	1.850	1.840	1.848	1.898
Ca	0.025	0.001	0.001	0.001	0.031	0.013	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	-	-	-	-	-	0.010	0.000	0.000	-	0.001
Cr	0.001	-	-	-	0.002	0.002	0.000	0.000	-	-
Ni	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.003	0.003	0.006	0.006
Total	3.976	2.990	2.997	2.985	3.999	4	2.989	2.991	2.972	3.006
En	87.09	-	-	-	85.51	87.31	-	-	-	-
Fs	11.68	-	-	-	12.91	12.06	-	-	-	-
Wo	1.21	-	-	-	1.56	0.62	-	-	-	-
Fo	-	92.45	92.45	92.01	-	-	93.91	92.70	95.36	94.76

جدول 6. نتایج مربوط به آنالیز کانی کلینوپیروکسن (Cpx) در نمونه‌های معدن فطر در مجموعه افیولیتی فاریاب: ورلیت (W) و اولیوین کلینوپیروکسنیت (OC). En, Wo, Fs. مشابه جدول 5 محاسبه شده‌اند.

Table 6. The results of the analysis on Clinopyroxene (Cpx) in the samples from Feter 6 mine in Faryab Ophiolite Complex, wehrlite (W) and olivine clinopyroxenite (OC). En, Wo, Fs are the same as in table 5.

Sample	OC	OC	OC	W	W	W	W	W	W	W
Sample- point	1-1	1-2	1-3	1-1	1-2	2-1	2-2	2-3	3-1	3-2
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	53.36	54.03	53.73	54.16	54.48	54.28	53.8	53.91	53.06	53.47
TiO ₂	0.03	0.06	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	1.69	1.69	1.5	1.3	1.06	1.38	1.41	1.29	1.05	1.5
FeO	3.04	2.49	2.6	2.96	2.85	2.79	2.18	2.06	2.25	2.54
MnO	0.09	0.11	0.06	0.22	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07
MgO	17.91	17.38	17.64	17.1	17.91	17.73	17.85	17.78	17.88	17.52
CaO	23.97	24.41	22.43	23.66	23.18	23.13	23.58	23.08	23.48	23.27
Na ₂ O	-	0.1	0.06	0.15	0.16	0.01	0.04	0.06	0.03	0.05
Cr ₂ O ₃	0.54	0.53	0.39	0.49	0.5	0.13	0.21	0.18	0.2	0.17
NiO	0.03	-	0.01	-	0.02	-	-	-	-	-
Total	100.66	100.8	99.05	99.97	100.27	99.66	99.18	98.45	97.96	98.6
SiO ₂	53.01	53.6	54.25	54.18	54.33	54.47	54.24	54.76	54.16	54.23
TiO ₂	0.03	0.06	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	1.68	1.68	1.51	1.3	1.06	1.38	1.42	1.31	1.07	1.52
FeO	3.02	2.47	2.62	2.96	2.84	2.8	2.2	2.09	2.3	2.58
MnO	0.09	0.11	0.06	0.22	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07
MgO	17.79	17.24	17.81	17.11	17.86	17.79	18	18.06	18.25	17.77
CaO	23.81	24.22	22.65	23.67	23.12	23.21	23.77	23.44	23.97	23.6
Na ₂ O	-	0.10	0.06	0.15	0.16	0.01	0.04	0.06	0.03	0.05
Cr ₂ O ₃	0.54	0.53	0.39	0.49	0.50	0.13	0.21	0.18	0.20	0.17
NiO	0.03	-	0.010	-	0.02	-	-	-	-	-
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Oxygen atoms	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.9260	1.948	1.981	1.971	1.973	1.98	1.965	1.984	1.964	1.967
Ti	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	-
Al	0.072	0.072	0.065	0.056	0.045	0.059	0.061	0.056	0.046	0.065
Fe	0.092	0.075	0.08	0.09	0.086	0.085	0.067	0.063	0.062	0.078
Mn	0.003	0.003	0.002	0.007	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ca	0.927	0.943	0.886	0.923	0.899	0.904	0.923	0.91	0.931	0.917
Na	-	0.007	0.004	0.011	0.011	0.001	0.003	0.004	0.002	0.004
Cr	0.019	0.018	0.014	0.017	0.017	0	0.007	0.006	0.007	0.006
Ni	0.001	-	-	-	0.001	-	-	-	-	-
Total	4.0050	4.002	4.003	4.004	4.002	3.996	4.001	4.002	4.002	4
En	48.54	47.76	50.03	47.65	49.44	49.29	49.50	50.00	49.78	49.06
Fs	4.76	4.01	4.22	4.97	4.55	4.47	3.51	3.35	3.23	4.1
Wo	46.69	48.22	45.73	47.37	46	46.22	46.98	46.64	46.99	46.83

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی سولفیدی در سنگهای اولترامافیک مجموعه افیولیتی فاریاب در دو نسل اولیه و ثانویه صورت گرفته است. کانیهای اولیه ماگمایی در اثر تشکیل قطرات سولفیدی پس از رسیدن ماگما به حالت اشباع از سولفید و همزمان با تبلور سنگهای غنی از کانی کلینوپیروکسن رخ داده است. کانیهای سولفید نسل دوم ثانویه بوده و حاصل پویایی مجدد و نهشت مجدد ترکیبات سولفیدی در امتداد شکستگی‌ای سنگی افقهای بالاتر ستون افیولیتی بر اثر عملکرد سیال هیدروترمالی می‌باشند.

داده‌های ترکیب شیمیایی کانیهای اسپینل کروم دار و کلینوپیروکسن نیز نشانگر تشکیل مجموعه افیولیتی فاریاب در یک حوضه پیش‌کمانی مناطق فوق فرورانش از یک ماگمای بونینیتی است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه شیراز به خاطر حمایت مالی و معنوی این پژوهش تشکر و قدردانی می‌کنند.

References

- Ahmed, A., Harbi, H. and Habtoor, A., 2012. Compositional variations and tectonic settings of podiform chromitite and associated ultramafic rocks of the Neoproterozoic ophiolite at Wadi Al Hwanet, northwestern Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45 (6): 118-134.
- Caran, S., Çoban, H., Flower, M., Ottley C. and Yılmaz, K., 2010. Podiform chromitites and mantle peridotites of the Antalya ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): Implications for partial melting and melt-rock interaction in oceanic and subduction-related settings. *Lithos*, 114 (3-4): 307-326.
- Derbyshire, E.J., O'Driscoll, B., Lenaz, D., Gertisser, R. and Kronz, A., 2013. Compositionally heterogeneous podiform chromitite in the Shetland Ophiolite Complex (Scotland): Implications for chromitite petrogenesis and late-stage alteration in the upper mantle portion of a supra-subduction zone ophiolite. *Lithos*, 162 (1) 279-300.
- Edwards, S.J., Pearce, J.A. and Freeman, J., 2002. New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromitite. *Geological Society of America, Special Paper*, 349 (3) 139-147.
- Evans, A.M., 2000. Ore geology and industrial minerals. An Introduction. Black well Pub, Oxford, London, 389 pp.
- Jan, M.Q., Windley, B.F., 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology*, 31 (3): 666-715.
- Jannessary, M.R., Melcher, F., Lodziak, J. and Meisel, T., 2012. Review of platinum-group element distribution and mineralogy in chromitite ores in chromitite ores from southern Iran. *Ore geology reviews*, 48 (1): 278-305.
- Legrand, D.L., Bancroft, G.M. and Nesbitt, H.W., 2005. Oxidation/alteration of pentlandite and pyrrhotite surfaces at pH 9.3: Part 1. Assignment of XPS spectra and chemical trends. *American Mineralogist*, 90 (7): 1042-1054.
- Maurel, C. and Maurel, P., 1982. Etude expérimentale de la solubilité du chrome dans les bains silicates basiques et sa distribution entre liquide et minéraux coexistants: conditions d'existence du spinelle chromifere, *Bulletin of Mineralogy*, 105 (1): 640-647.
- McCall, G.J.H., 1985. Explanatory text of the Minab Quadrangle Map, Scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Mosenfelder, J.D., Marton, F.C., Ross, C.R., Kerschhofer, L. and Rubie D.C., 2001. Experimental constraints on the depth of olivine metastability in subducting lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127 (1-4): 165-180.
- Naldrett, A. J., 1989. Introduction: magmatic deposits associated with mafic rocks. In: A.J. Whitney, J.A. Naldrett and R M.J. obertson (Editors), *Ore Deposition Associated with Magmas*. Society of Economic Geologists, New York, pp. 1-4.
- Naldrett, A.J., 2004. *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration*. Springer, New York, 727 pp.
- Nickel, E.H. and Ross, J.R., 2008. The supergene alteration of pyrrhotite-pentlandite ore at Kambalda, Western Australia. *Economic Geology*, 69 (1): 93-107.
- Pazand, K., Aliniya, F., Ghanbari, Y., Hassani, H. and Aghavali, N., 2012. A reconnaissance study of platinum group elements (PGE)

- contents from sulfide mineralization in pyroxenite in Faryab ophiolite of Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 5 (5): 1021-1029.
- Rajabzadeh, M.A., Moosavinasab, Z., 2013. Mineralogy and distribution of Platinum-Group-Minerals (PGM) and other solid inclusions in the Faryab ophiolitic chromitites, Southern Iran. *Mineralogy and Petrology*, 107 (6): 943-962.
- Rollinson, H., 2008. The geochemistry of mantle chromites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. *Contributions to Mineral Petrology*, 156 (3): 273-288.
- Shelly, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Cambridge University Press, Cambridge, 445 pp.
- Song, X., Zhou M., Tao Y., and Xia, J., 2008. Controls on the metal compositions of magmatic sulfide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China. *Chemical Geology*, 253 (1-2): 38-49.
- Song, X., Wang, Y. and Liemeng, C., 2011. Magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits in magma plumbing systems: Features, formation and exploration. *Geoscience frontiers*, 2 (3): 375-384.
- Talkington, R.W., Watkinson, D.H, Whittaker P.J., Jones P.C., 1984. Platinum group minerals and other solid inclusions in chromite of ophiolitic complexes: occurrences and petrological significance. *Tschermakes Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 32 (4): 285-301.
- Uysal, I., Kaliwoda, M., Karsli, O., Tarkian, M., Sadiklar, M.B. and Ottley, C.J., 2007. Compositional variations as a result of partial melting and melt-peridotite interaction in an upper mantle section from the Ortaca area, southwestern Turkey. *Canadian Mineralogist*, 45 (6): 1791-1813.
- Von Gruenewaldt, G., Dicks, D., Wet J. and Horsch, H., 1990. PGE mineralization in the western sector of the Eastern Bushveld complex. *Mineralogy and Petrology*, 42 (1): 71-95.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T. and Bai, W.j., 1994. Formation of podiform chromitites by melts/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita*, 29 (1): 98-101.



Sulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex, southern Kerman

Mohammad Ali Rajabzadeh* and Fatemeh Al Sadi

Department of Earth Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Submitted: May 25, 2014

Accepted: Oct. 25, 2014

Keywords: *sulfide, mineralization, ultramafic rock, ophiolite, Faryab*

Introduction

Worldwide, Ni-Cu and PGE magmatic sulfide deposits are confined to the lower parts of stratiform mafic and ultramafic complexes. However, ophiolite mafic and ultramafic complexes have been rarely explored for sulfide deposits despite the fact that they have been extensively explored and exploited for chromite. Sulfide saturation during magmatic evolution is necessary for sulfide mineralization, in which sulfide melts scavenge chalcophile metals from the parent magma and concentrate them in specific lithological zones. The lack of exploration for sulfides in this environment suggests that sulfide saturation is rarely attained in ophiolite-related magmas. Some ophiolites, however, contain sulfide deposits, such as at Acoje in Philippines, and Cliffs in Shetland, U.K. (Evans, 2000; Naldrett, 2004). The Faryab ophiolite complex in southern Kerman Province, the most important mining area for chromite deposits in Iran, is located in the southwest part of the Makran Zone. Evidence of sulfide mineralization has been reported there by some authors (e.g. Rajabzadeh and Moosavinasab, 2013). This paper discusses the genesis of sulfides in the Faryab ophiolite using mineral chemistry of the major mineral phases in different rocks of the ophiolite column in order to determine the possible lithological location of sulfide deposits.

Materials and methods

Seventy three rock samples from cumulate units were collected from surficial occurrences and drill core. The samples were studied using conventional microscopic methods and the mineralogy confirmed by x-ray diffraction. Electron microprobe analysis was carried out on different mineral phases in order to determine the

chemistry of the minerals used in the interpretation of magma evolution in the Faryab ophiolite.

Lithologically, the Faryab ophiolite complex is divided into two major parts: the northern part includes magmatic rocks and the southern part is comprised of rocks residual after partial melting of the upper mantle. Sulfide mineralization in the complex is confined to cumulate rocks in northern part of ophiolite column. The mineralization is olivine-rich clinopyroxene and wehrlite. Petrographic investigation of sulfides in host ultramafics indicated two sulfide generations. In the first generation, primary magmatic sulfides occurred as interstitial disseminations, generally as anhedral grains. In the second generation, sulfides formed as veinlets along host rock fractures. The primary sulfides include pyrrhotite, pentlandite, and secondary digenite and pyrite. The primary sulfide content increases with increasing size and amount of clinopyroxene in host rocks. Associated chromian spinels in host ultramafics display disseminated and massive textures.

Discussion

Generally, mineralization in ophiolites is controlled by two major steps: a) partial melting of upper mantle rocks and b) crystal fractionation in a magma chamber (Rajabzadeh and Moosavinasab, 2013). The chemical compositions of the analyzed minerals were then used in estimating the conditions in these two steps. The composition of chromian spinel corresponds to chromite of boninitic melts formed in supra-subduction zone environments. Boninitic melts are produced at high degrees of partial melting of mantle peridotites in the presence of water (Edwards et al., 2002). Silicates of the host rocks

*Corresponding authors Email: rajabzad@susc.ac.ir

are mainly clinopyroxene (diopside and augite) of the composition $Wo_{47.50} En_{45.48} Fs_{3.4}$, olivine Fo_{92} and orthopyroxene (enstatite - bronzite) of En_{85} to En_{88} . The main host ultramafic rocks of sulfides are wehrlite and clinopyroxenite, indicating that the sulfide saturation occurred during magmatic evolution of these rocks. This suggests that sulfide mineralization will occur in the northern part the ophiolite. The sulfide grains are anhedral, amoeboidal in shape, and appeared as disseminated interstitial phases, indicating that they were trapped as liquid phases during increase in sulfur fugacity and decrease in FeO content and temperature of crystallization of clinopyroxene-rich rocks (Talkington et al., 1984; Von Gruenewaldt et al., 1990). Nickel-rich pentlandite is the main sulfide in the Faryab complex. The composition of this mineral is consistent with the crystallization in an equilibrium condition (Song et al., 2008). The sulfide may have been introduced from external sources during upward movement and emplacement of parent magma.

Acknowledgments

The authors are grateful to the Research Council of Shiraz University for financially supporting this study.

References

- Edwards, S.J., Pearce, J.A. and Freeman, J., 2002. New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromitite. Geological Society of America, Special Paper, 349 (3) 139-147.
- Evans, A.M., 2000. Ore geology and industrial minerals. An Introduction. Black well Pub, Oxford, London, 389 pp.
- Naldrett, A.J., 2004. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. Springer, New York, 727 pp.
- Rajabzadeh, M.A., Moosavinasab, Z., 2013. Mineralogy and distribution of Platinum-Group-Minerals (PGM) and other solid inclusions in the Faryab ophiolitic chromitites, Southern Iran. Mineralogy and Petrology, 107 (6): 943-962.
- Song, X., Zhou M., Tao Y., and Xia, J., 2008. Controls on the metal compositions of magmatic sulfide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China. Chemical Geology, 253 (1-2): 38-49.
- Talkington, R.W., Watkinson, D.H, Whittaker P.J., Jones P.C., 1984. Platinum group minerals and other solide inclusions in chromite of ophiolitic complexes: occurrences and petrological significance. Tschermales Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 32 (4): 285-301.
- Von Gruenewaldt, G., Dicks, D., Wet J. and Horsch, H., 1990. PGE mineralization in the western sector of the Eastern Bushveld complex. Mineralogy and Petrology, 42 (1): 71-95.