

مطالعه کانه‌زایی سولفیدی در سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی نهبندان

منصور عادل‌پور^{۱*}، قدرت‌الله رستمی پایدار^۲

۱- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲- استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: man.adelpour@yahoo.com

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۴/۱۸، پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۶/۲۰

چکیده

مجموعه افیولیتی نهبندان در زون جوش خورده سیستان در مرز میان بلوک لوت و افغان در شرق ایران واقع شده است. در این محدوده بعد از مطالعات صحرایی، ۲۱ مقطع نازک و ۳۲ مقطع صیقلی به ترتیب برای مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری تهیه شد. علاوه بر ۶ نمونه دارای حداقل دگرسانی جهت آنالیز شیمیایی به روش XRF و ۹ نمونه جهت آنالیز ICP-OES و Fire Assay انتخاب گردید. سه سکانس سنگی مختلف در مجموعه افیولیتی نهبندان قابل شناسایی است (۱) پریدوتیت گوشته‌ای متشکل از هارزبورژیت‌های غنی از کلینوپیروکسن و هارزبورژیت تپی شده؛ (۲) سکانس الیون و بستریت- پیروکسنیت- گابرونوریت؛ (۳) سکانس ورلیت- تروکتولیت- گابرو توده‌ای- بازالت. هارزبورژیت و هارزبورژیت کلینوپیروکسن دار فراوان‌ترین نوع سنگ در منطقه هستند. این سنگ‌ها تحت‌تأثیر سرپانتینی شدن شدید قرار گرفته و طی دگرسانی گرمایی کف دریا لیستونیتی شده‌اند. لیستونیت به‌صورت دایک و غلافی در پریدوتیت‌ها وجود دارد. در محدوده مورد مطالعه کانه‌زایی سولفیدی مس (کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت و بورتیت) بیشتر همراه با سنگ‌های هارزبورژیتی غنی از کلینوپیروکسن رخ داده است. علاوه بر کانی‌های سولفیدی، مس طبیعی، کانی‌های اکسیدی از جمله کوپریت- تنوریت و کربنات‌های مس نیز دیده می‌شوند. پتروگرافی سنگ میزبان اولترامافیک نشان‌دهنده دو نسل کانه‌زایی سولفیدی است. در نسل اول، سولفیدهای ماگمایی اولیه به‌صورت بی‌شکل با بافت افشان و به شکل بین دانه‌ای و در نسل دوم، کانی‌های ثانویه در اثر عملکرد سیال گرمایی به شکل رگچه‌ای در امتداد شکستگی‌های سنگ میزبان به‌وجود آمده‌اند. عیار طلا در نمونه‌های آنالیز شده، بالا است و همبستگی خوبی با عناصر مس و آهن نشان می‌دهد با این حال کانی مستقلی از طلا شناسایی نشد. با در نظر گرفتن حضور گسترده سنگ‌های اولترامافیکی سرپانتینی شده و همچنین رخنمون‌های لیستونیتی در منطقه مورد مطالعه، می‌توان منشأ مس، طلا و آهن را مرتبط با اولترامافیکی‌های سرپانتینی شده دانست.

واژه‌های کلیدی: سولفید، کانی‌سازی، سنگ اولترامافیک، افیولیت، نهبندان

۱- مقدمه

چنین شرایطی در مجموعه‌های افیولیتی که از نظر کانسارهای سولفیدی ماگمایی قابل توجه نمی‌باشند کمتر ایجاد می‌شود (Naldrett, 2004). کانسار سولفید نیکل اکوج در افیولیت زامبیل فیلیپین (Naldrett, 1989) و Evans, 2000 و کانسار کلیفس در افیولیت شتلند اسکاتلند (Naldrett, 1989) به عنوان دو نمونه از معدود کانسارهای سولفیدی همراه با مجموعه‌های افیولیتی معرفی شده‌اند. در کشور ایران نیز به کانه‌زایی سولفیدی در افیولیت‌ها اشاره شده است (کریمی و همکاران، ۱۳۹۱) و (مظلومی و کریمی، ۱۳۹۳)؛ مجموعه افیولیتی نهبندان در استان خراسان جنوبی نیز از جمله افیولیت‌هایی است که دارای آثار کانه‌زایی سولفیدی می‌باشد. با توجه به این که وجود آثار کانه‌زایی سولفیدی نویدبخش اکتشاف کانسارهایی از این دست می‌باشد، هدف این مقاله ارائه داده‌هایی از نوع و نحوه حضور ترکیبات سولفیدی، ماهیت سنگ میزبان و ترکیب کانی‌های اصلی همراه در این مجموعه افیولیتی است.

۲- روش مطالعه

در این تحقیق تعداد ۳۲ نمونه از سنگ‌های مینرالیزه جهت

توده‌های افیولیتی علیرغم اینکه در گروه مجموعه سنگ‌های مافیک و اولترامافیک طبقه‌بندی می‌شوند و از نظر برخی ذخایر نظیر کرومیت مورد توجه‌اند ولی فاقد نهشته‌های بزرگ سولفیدی می‌باشند. عدم وجود داده‌های دقیق بر روی ترکیبات سولفیدی، روشن نبودن جایگاه سنگ‌شناسی واحدهای سنگی میزبان کانی‌های سولفیدی و پیچیدگی زیاد سنگ‌شناسی مناطق افیولیتی موجب شده است که مطالعات علمی و اکتشافی فازهای سولفیدی به شکل هدفمند دارای سابقه کمی باشد (Rajabzadeh and Al Sadi, 2015). 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 (رجب‌زاده و آل‌سعدی، ۱۳۹۴). به عبارتی کانه‌زایی فلزی در مجموعه‌های افیولیتی متأثر از فرآیندهایی است که در حین ذوب‌بخشی سنگ‌های گوشته فوقانی هنگام صعود و سپس متأثر از پدیده‌هایی است که حین تبلور ماگمای حاصل در آشیانه ماگمایی رخ می‌دهد (Rajabzadeh and Moosavinasab, 2013). احتمالاً

۴- سنگ‌شناسی

مجموعه ملائز افیولیتی نهبندان قابل تقسیم به دو بخش گوشته‌ای و پوسته‌ای است که به اختصار به شرح آنها پرداخته می‌شود.

(۱) بخش گوشته‌ای: پریدوتیت‌های گوشته‌ای فراوان‌ترین نوع سنگی هستند و بیش از ۷۰٪ از رخنمون‌های افیولیتی را تشکیل می‌دهند (Saccani et al., 2010). این پریدوتیت‌ها به صورت قطعاتی با اندازه‌های مختلف درون آمیزه‌های رنگی قرار گرفته‌اند و به صورت محلی بر روی سنگ‌های رسوبی با سن ترشیری رانده شده‌اند. پریدوتیت‌های گوشته‌ای کم و بیش تکتونیزه شده و به صورت موضعی توسط دایک‌های ناشی از دگرسانی گرمایی مانند لیستونیتی شدن قطع شده‌اند (شکل ۱). این بخش همچنین توسط دایک‌های فراوان، لنزها و قطعات کوچکی از گابرو، دولریت، گابرو نوریت و بندرت تروکتولیت قطع شده است.

(۲) بخش پوسته‌ای: در مجموعه افیولیتی نهبندان دو سکانس پوسته‌ای مختلف قابل تشخیص است (Saccani et al., 2010). اولین سکانس شامل انباشته‌های اولترامافیک (دونیت و ولریت)، گابروهای توده‌ای، گابرو و بازالت است که بیشترین رخنمون انباشته‌های دونیتی در قسمت شمالی معدن کرومیت بندان وجود دارد. جایی که توده دونیتی با ضخامت ۳۰۰ متر در مرز تکتونیک با هارزبورژیت‌های گوشته‌ای قرار دارد و به صورت تکتونیک گابروهای توده‌ای در قسمت فوقانی آن قرار دارند. این‌ها به طور کلی ساخت لایه‌ای نشان نمی‌دهند اما به طور محلی ساخت ورقه‌ای دارند. گابروهای توده‌ای گاهی اوقات درون دیوریت‌ها جای گرفته‌اند. تروکتولیت‌ها رخنمون‌های خیلی کوچکی دارند و معمولاً در مرز تکتونیک با پریدوتیت‌های گوشته‌ای و در مرز استراتیگرافی با گابروهای توده‌ای قرار دارند. سکانس آتشفشانی عمدتاً شامل بازالت‌های بالشی و توده‌ای است. بازالت‌های بالشی اندازه‌های مختلفی داشته و کمی بافت بادامکی دارند که عمدتاً توسط کلسیت و کلریت پر شده‌اند. در بالای ستون استراتیگرافی سنگ‌های آتشفشانی هیچ پوشش رسوبی وجود ندارد. با این وجود، تیرول و همکاران، (۱۹۸۳) پیشنهاد می‌کنند که سنگ آهک پلاژیک با سن ترونین-مایستریشتین با منشاء رسوبی بر روی سکانس آتشفشانی قرار می‌گیرد. در مجموع، این سکانس افیولیتی شبیه به سکانس‌های معمولی هستند که در پشته میان اقیانوسی (MOR) و در خیلی از سکانس‌های افیولیتی تیپ MOR یافت می‌شوند. سکانس پوسته‌ای دوم شامل توده‌های اولترامافیک (الیوین و بستریت و پیروکسنیت)، گابرونوریت و گابروها می‌باشد (شکل ۱). در این سکانس برخلاف سکانس نوع MOR سنگ‌های آتشفشانی وجود ندارند؛ توده‌های اولترامافیک کمتر از ۲۰۰ متر ضخامت دارند. در بعضی مناطق دایک‌های کوچک گابرونوریتی درون الیوین و بستریت‌ها نفوذ کرده‌اند. توده‌های اولترامافیک به صورت تکتونیک توسط گابرو نوریت‌های توده‌ای پوشیده شده‌اند که در نهایت به صورت تکتونیک در زیر گابروها قرار گرفته‌اند. این سکانس چینه‌شناسی افیولیتی مشابه با سکانس‌های گوشته فوقانی-پوسته تحتانی در خیلی از مناطق فوق فرورانش (supra-zone subduction) در سکانس‌های افیولیتی دیده می‌شود.

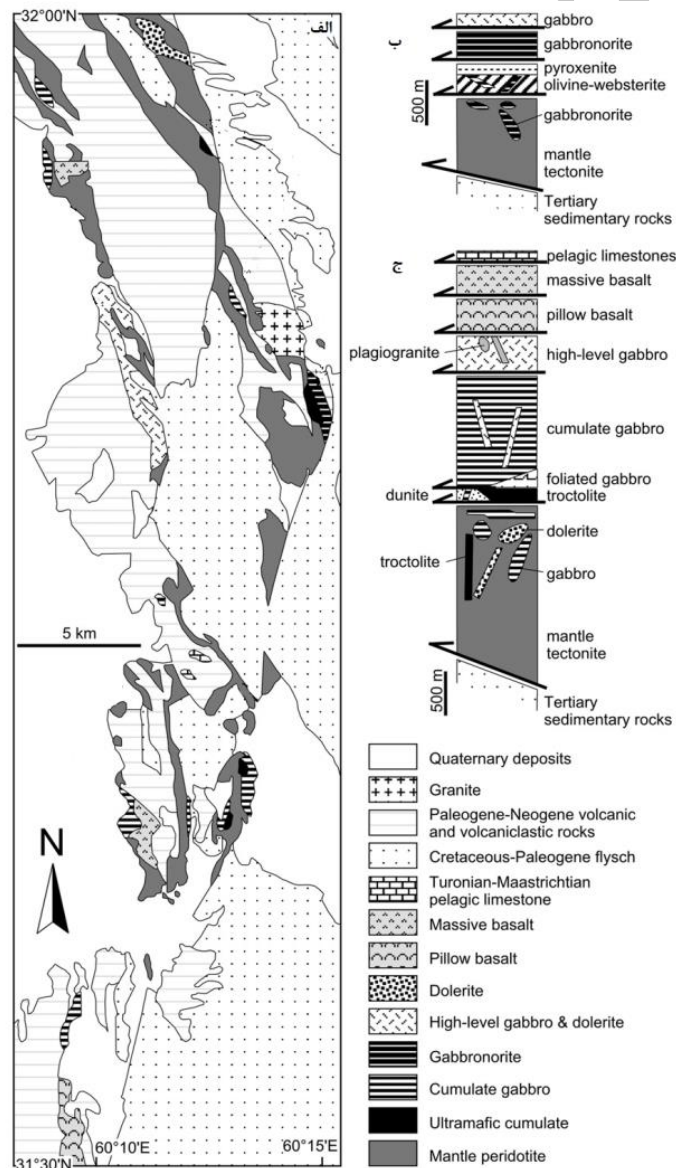
بررسی کانه‌نگاری، ۹ نمونه به منظور تجزیه شیمیایی به روش طیف‌سنج نوری جفت پلاسمای القا شده (ICP-OES) جهت بررسی عناصر موجود در نمونه‌های کانه‌دار و Fire Assay جهت اندازه‌گیری طلا و تعداد ۲۱ نمونه از سنگ‌های اولترامافیک به منظور مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری انتخاب گردید. مطالعه میکروسکوپی بر روی مقاطع صیقلی و نازک با استفاده از روش‌های معمول نور انکساری و انعکاسی انجام شد. پس از مطالعه مقاطع میکروسکوپی، ۶ نمونه دارای حداقل دگرسانی برای تجزیه شیمیایی توسط دستگاه XRF انتخاب و پس از پودر کردن با هاون آگات به آزمایشگاه زرآرما ارسال گردید. داده‌های تجزیه برای عناصر TiO_2 ، Na_2O ، MnO ، MgO ، K_2O ، FeO ، CaO ، Al_2O_3 ، SiO_2 با حد آشکارسازی ۰/۰۱ درصد وزنی انجام شد.

۳- جایگاه زمین‌شناسی

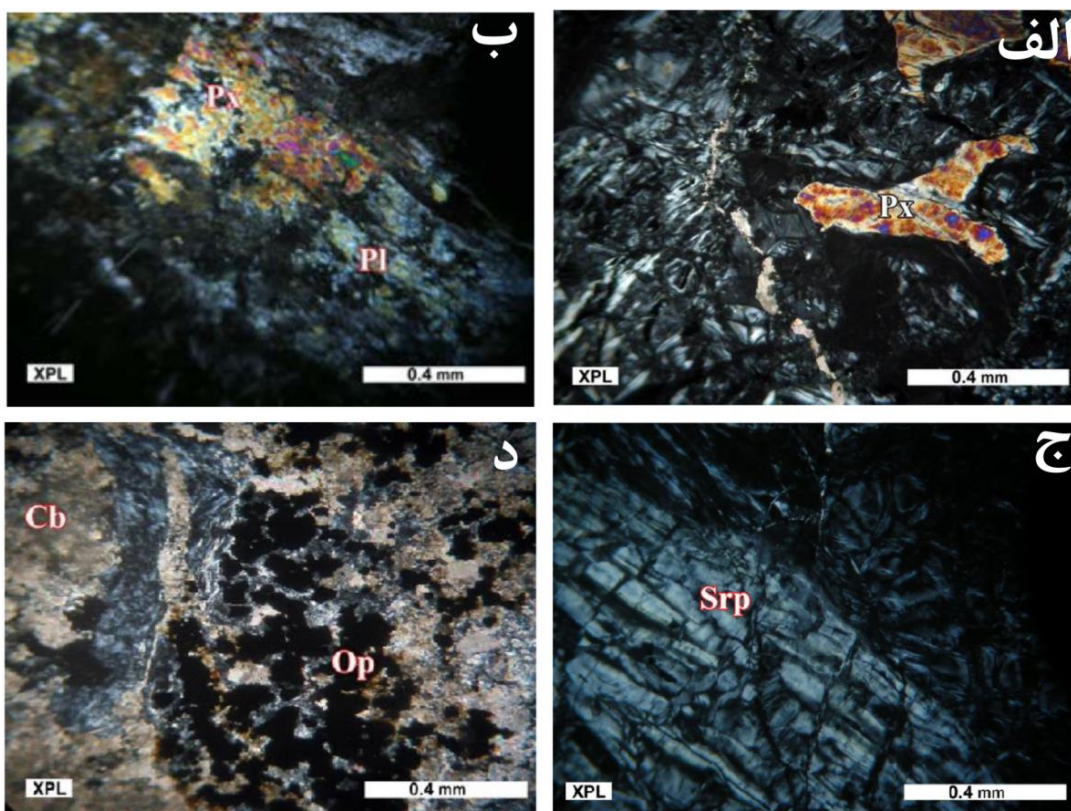
زمین‌درز سیستان (Sistan Suture Zone) با طول بیش از ۷۰۰ کیلومتر با روند شمالی-جنوبی در شرق کشور ایران واقع شده است (Bayet Goll et al., 2016). در کرتاسه پسین تا ترشیری سنگ‌های پهنه زمین‌درز سیستان امروزی، دو بلوک ساختاری قاره‌ای مجزا یعنی بلوک لوت در باختر و بلوک افغان در خاور را از هم جدا می‌کردند. علیمی و همکاران، (۱۳۹۴) بر این باورند این پهنه باریکه‌ای از سنگ کره تئیس جوان است که در پالئوسن و سنومانین (۸۹-۵۵ Ma) تحلیل رفته و در طی دوره ائوسن در اثر برخورد قاره‌های فرارنده شده است. این زون یکی از حوضه‌های بجای مانده بین دو میکروقاره ناشی از تکتونیک برخوردی است و از حرکت بلوک لوت به سمت بلوک افغان ایجاد شده است (Babazadeh, 2003). به عقیده تیلور و همکاران منشور افزایشی تغییر شکل یافته‌ی زمین‌درز سیستان در طول ویرانی حوضه اقیانوسی نئوتئیس کوچک به نام اقیانوس سیستان جایگیر شده است (Tirrul et al., 1983). در این بررسی بلوک لوت در صفحه ایران مرکزی واقع شده و از بلوک افغان بوسیله اقیانوس سیستان جدا می‌شده است. بر اساس نظریه تیرول و همکاران، (۱۹۸۳) زون ساختاری سیستان قابل تقسیم به دو بخش اصلی است: کمپلکس نه-رتوک (گوه افزایشی "ملائز") و حوضه پیش‌کمانی یا زون اقیانوسی سیستان (شکل ۱). این تکامل تکتونیک با جایگیری افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگی افیولیتی با سن کرتاسه انجام شده و با ته‌نشینی فلش‌های کرتاسه فوقانی-ائوسن ادامه یافته است (Babazadeh and De Wever, 2004, Fotoohi-Rad et al., 2009). بر اساس مطالعات ساسانی زمین‌درز سیستان دارای گستره وسیعی از سنگ‌های آتشفشانی آکالان تا کالک-آکالان مربوط به کرتاسه فوقانی تا نئوژن می‌باشد (Saccani et al., 2010). سنگ‌های آتشفشانی با سن کرتاسه فوقانی-پالئوسن با ماهیت کالک-آکالان در حاشیه شرقی حوضه سفیدابه رخنمون دارند. بعلاوه در این ناحیه بعضی سنگ‌های همزمان تا بعد از تکتونیک وجود دارد که بعد از بسته شدن زمین‌درز سیستان در محدوده زمانی ائوسن-میوسن آغازین به وجود آمده است (Sadeghian et al., 2005).

سنگ‌های پریدوتیتی هستند، بر اثر آبگیری الیوین یا پیروکسن و یا هر دوی آنها به پیروکسن بوجود آمده‌اند. در منطقه مورد مطالعه سرپانتینیت‌ها اغلب به همراه هارزبورژیت‌ها در امتداد گسل‌های اصلی رخمون دارند. این سرپانتینیت‌ها بیشتر از سرپانتین (کریزوتیل و لیزاردیت) و مقدار کمی کلسیت، سرسیت و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. هیچ‌گونه جهت‌گیری خاصی در کانی‌های تشکیل‌دهنده دیده نمی‌شود (شکل ۲). در جدول ۱ نتایج آنالیز XRF و در شکل ۳ موقعیت نمونه‌های سنگی برداشت شده بر روی نمودار نسبت‌های کاتیونی نشان داده شده است (De la Roche et al., 1980) و همانطور که مشاهده می‌شود تقریباً تمام نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های اولترامافیک قرار گرفته‌اند.

مطالعه مقاطع میکروسکوپی بر روی مقاطع سنگی کمتر دگرسان شده نشانگر ترکیب کانی‌شناسی ساده سنگ میزبان سولفیدی است. هارزبورژیت‌ها از الیوین (۶۱ تا ۷۳٪)، ارتوپروکسن (۱۵ تا ۲۸٪) و کلینوپروکسن (۲ تا ۶٪) تشکیل شده‌اند. اندازه دانه‌های الیوین در حدود ۱ تا ۴ میلیمتر و ارتوپروکسن معمولاً ۲ تا ۵ میلیمتر می‌باشد. کانی الیوین معمولاً توسط سرپانتین جانشین شده است و الیوین سالم به ندرت یافت می‌شود. بلورهای ارتوپروکسن معمولاً نامنظم هستند و در آنها بلورهای کوچک الیوین وجود دارد که با ذوب نامتجانس ارتوپروکسن و تولید الیوین و مذاب غنی از SiO₂ سازگاری دارد (Dijkstra et al., 2002). متوسط اندازه دانه‌های کلینوپروکسن ۱/۵ تا ۲/۵ میلیمتر است و به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. سرپانتینیت‌ها که حاصل دگرگونی و آبگیری



شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از مجموعه افیولیت نهبندان که در آن ستون شبه چینه‌شناسی دو نوع اصلی از توالی افیولیتی در مجموعه افیولیتی نهبندان نشان داده شده است؛ ب) توالی نوع MORB؛ ج) توالی نوع فرورانش (Saccani et al., 2010)



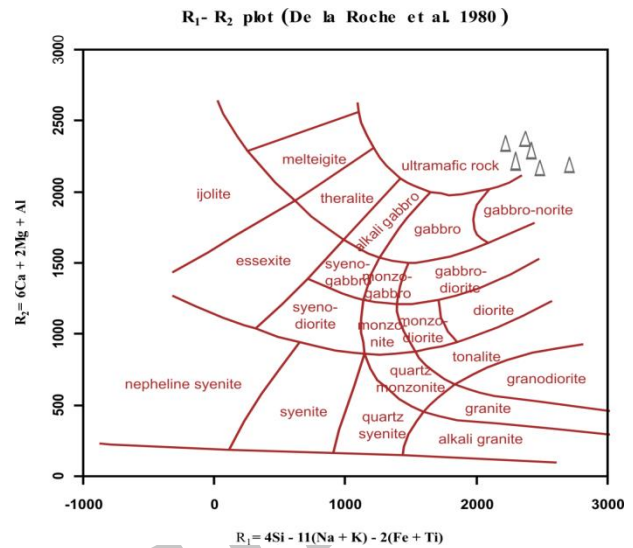
شکل ۲- الف) مقطع میکروسکوپی از یک نمونه سنگ هارزبورژیت که در آن بلورهای بی‌شکل پیروکسن در یک زمینه سرپانتینی شده دیده می‌شود؛ ب) فنوکریست پلاژیوکلاز به همراه کانی پیروکسن که تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته است؛ ج) سرپانتین حاصل از دگرسانی البوین که در امتداد شبکه‌های آن کانی‌های کدر دیده می‌شود، در این مقطع سنگ کاملاً به سرپانتینیت تبدیل شده است؛ د) کانی‌های کدر به صورت بی‌شکل و افشان در سنگ هارزبورژیت به شدت دگرسان شده که قسمت زیادی از آن توسط کانی‌های رسی و کربنات پر شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی ۶ نمونه از سنگ‌های اولترامافیک در محدوده مورد مطالعه (بر حسب درصد وزنی)

Sample No.	HA-1 (wt%)	HA-2 (wt%)	HA-3 (wt%)	HA-4 (wt%)	HA-5 (wt%)	HA-6 (wt%)
SiO ₂	43.49	42.32	43.93	42.4	42.55	42.84
TiO ₂	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.91	0.96	0.46
FeO	6.66	8.7	7.3	9.2	8.5	8.25
MnO	0.1	0.03	0.2	0.19	0.15	0.18
MgO	41.61	42.32	43.19	42.02	41.04	42.09
CaO	0.85	1.02	1.09	1.06	1.89	1.72
Na ₂ O	n.d.	0.02	0.07	0.01	0.09	0.04
K ₂ O	n.d.	0.01	0.03	n.d.	n.d.	0.03
L.O.I.	6.04	4.21	3.71	3.1	3.37	3.4
Total	98.78	98.64	99.53	98.91	98.56	99.02

سنگ‌های اولترامافیک می‌انجامد (Schandle and Naldrett, 1992). متاسوماتیسم می‌تواند بر پایه کاهش پتانسیل اکسیداسیون و افزایش فوگاسیته سولفور، توالی پروپیلیت‌ها - گامبیت‌ها - برسیت‌ها - لیستونیت‌ها را ایجاد کند (Baksheev et al., 2004). معمولاً طلا در کانسنگ‌ها به صورت دانه‌های آزاد رخ می‌دهد که با کوارتز و سولفیدها همراه است (Zhilyaeva et al., 2000). در این نوع کانسارهای گرمایی، طلای طبیعی در رگچه‌های کوچک در کوارتز و به شکل‌های بی‌قاعده و به صورت پرشدگی ترک‌ها و در مرز دانه‌ها تشکیل شده است. طلا در رخداد با سولفیدهای Cu-Fe ماگمایی به ویژه پیریت، پیروتیت، آرسنوپیریت و کالکوپیریت گسترش پیدا می‌کند. به اعتقاد سافانو انتقال طلای سولفیدی توسط یک سیال، واقعی‌تر به نظر می‌رسد (Safanov, 1997). در جدول شماره ۲ نتایج تجزیه شیمیایی ۹ نمونه از سنگ‌های هارزبورژیتی دارای کانه‌زایی نشان داده شده است و همانطور که مشاهده می‌شود رابطه‌ی مشخصی بین میزان طلا، مس و آهن در نمونه‌های برداشت شده از این محدوده وجود دارد که این همبستگی در شکل شماره ۶ به‌خوبی قابل تشخیص است.

مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهد که کانی‌های سولفیدی در دو نسل کاملاً مشخص ایجاد شده‌اند. کانی‌های سولفیدی اولیه به صورت بی‌شکل در موقعیت بین دانه‌های (در بین کانی‌های سیلیکاتی) تشکیل شده‌اند. اغلب این کانی‌ها از نوع پیریت (FeS_2)، پیروتیت ($Fe_{1-x}S$)، کالکوپیریت ($CuFeS_2$) و کالکوسیت (Cu_2S) هستند (شکل ۷). در جدول ۳ توالی پاراژنزی کانه‌ها در محدوده مورد مطالعه نشان داده شده است. کانی‌های سولفیدی بی‌شکل با بافت افشان و بدون آثار دگرسانی به صورت اولیه در اثر جدایش مایع سولفید در هنگام تبلور کانی‌های سیلیکاتی تشکیل می‌شوند (رجب‌زاده و آل‌سعدی، ۱۳۹۴). برای مثال کانی کالکوپیریت یک کانی درون‌زاد است و منشأ جوی ندارد و اگر تحت‌تأثیر سیالات جوی قرار گیرد با کانی‌های پهنه اکسیدان همچون مالاکیت جایگزین می‌شود (فرمپینی فراهانی و همکاران، ۱۳۹۳). با توجه به حضور کالکوپیریت‌های کاملاً سالم با بافت افشان در کنار کانی‌های کاملاً جایگزین شده به صورت رگچه‌ای دو نسل از کانه‌زایی مشخص می‌شود. تشکیل سیال غنی از سولفید در مجموعه افیولیتی نه‌بندان در ضمن مراحل اولیه تبلور ماگمای سیلیکاتی نشانگر افزایش فشار مؤثر گوگرد مذاب و رسیدن مذاب به حالت اشباع در زمان تشکیل سنگ‌های هارزبورژیتی غنی از کلینوپیروکسن است. هم‌زمانی بین تشکیل کانی کلینوپیروکسن با زمان اشباع شدن ماگما از سولفید می‌تواند در شناخت افق‌های کانه‌زایی سولفیدی مورد توجه قرار گیرد. درصد حجمی کانی‌های سولفیدی از کمتر از ۱ درصد تا بیش از ۷ درصد در سنگ‌های هارزبورژیتی متغیر است. در نسل دوم کانه‌زایی سولفیدی، در اثر عملکرد سیال گرمایی، ترکیبات سولفیدی از سنگ‌های اولیه خارج شده و در امتداد شکستگی‌ها و ترک‌های سنگ میزبان به صورت رگچه‌های متعدد در ترازهای بالایی سنگ میزبان نهشته شده‌اند. طول بسیاری از رگچه‌های سولفیدی به بیش از ۲ سانتیمتر می‌رسد. کانی‌های سولفیدی نسل دوم از طریق شکل، موقعیت و کانی‌شناسی متفاوت از سولفیدهای اولیه ماگمایی قابل تشخیص هستند.



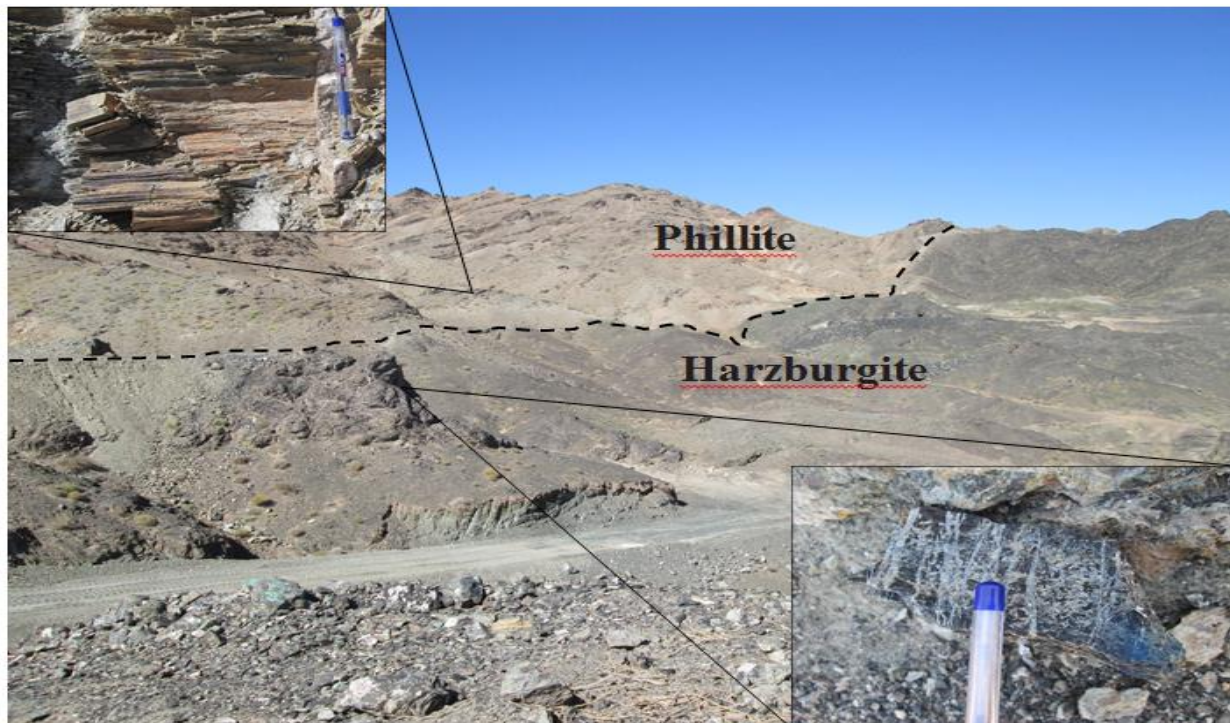
شکل ۳- موقعیت نمونه‌های سنگی برداشت شده بر روی نمودار نسبت‌های کاتیونی (De la Roche et al., 1980)

۵- دگرسانی و کانه‌زایی

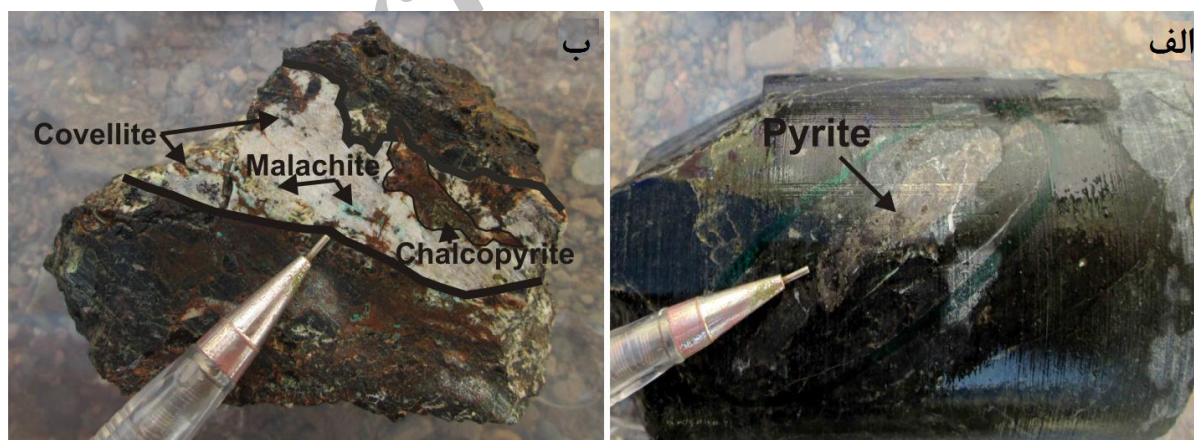
کانه‌زایی سولفیدی در مجموعه افیولیتی نه‌بندان در افق‌های مختلف سنگی صورت گرفته است. به طور مثال فازهای سولفیدی به صورت افشان در هارزبورژیت‌های شمال روستای حیدرآباد در بخش فوقانی سنگ‌های اولترامافیک که تحت‌تأثیر لیستونیتی شدن قرار گرفته است و به‌صورت گسله در مجاورت فیلیت‌ها قرار گرفته‌اند مشاهده می‌شود (شکل ۴). در این محدوده کانه‌زایی سولفیدی در نمونه‌های دستی نیز به خوبی قابل مشاهده است و به این لحاظ، مطالعه بر روی این محدوده تمرکز بیشتری یافته است (شکل ۵).

با توجه به عملکرد گسل‌ها و در ادامه آن ورود محلول‌های گرمایی به تشکیلات سنگی منطقه، دگرسانی‌های برجسته‌ای رخ داده است که برای نمونه می‌توان به دگرسانی‌های کربناتی، سیلیسی، لیمونیتی-هماتیتی و آرژلیک اشاره کرد. پهنه‌های دگرسانی سیلیسی به صورت سیلیس بی‌شکل برشی همراه با کانی‌های سولفیدی و یا رگچه‌هایی از کوارتزهای بلورین و پهنه دگرسانی لیمونیتی-هماتیتی بیشتر به شکل بخش‌های رگه‌ای و با پهنای کم، در کنار لیستونیت‌های سیلیسی سولفیددار مشاهده می‌شوند. دگرسانی اولیه سولفیدها مانند پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و ... به تشکیل کانی‌های ثانویه (هماتیت، لیمونیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت) انجامیده است. در زمان تشکیل سربانتینیت، محلول گرمایی غنی از CO_2 ، H_2O و دیگر مواد فرار با دگرگونی سنگ‌های اولترامافیک، فرآیند کربنات‌زایی در این سنگ‌ها را سبب شده است (Buisson & Leblanc, 1985). افزوده شدن CO_2 و دیگر مواد فرار همچون SO_4 با خروج سیلیس همراه بوده و نتیجه آن، دگرسانی سنگ اولترامافیک به کربنات و کائولینیت و نهشت پیریت به همراه کوارتز در لیستونیت‌های نوع کربناتی و کربناتی-سیلیسی است (منظمی باقرزاده و همکاران، ۱۳۹۲). متاسوماتیسم گسترده CO_2 در لیستونیت‌ها با کانی‌سازی طلا همراه می‌شود و به دگرسانی کربناتی

کانی‌های سولفیدی ثانویه اغلب از نوع پیروتیت و پیریت می‌باشند که به صورت ورقه‌های نازک، سطح درزه‌ها و ترک‌های موجود در سنگ‌های میزبان را پوشانده‌اند. در این نوع کانه‌زایی رابطه مشخصی بین میزبان سولفیدها با کانی‌شناسی سنگ میزبان وجود ندارد.



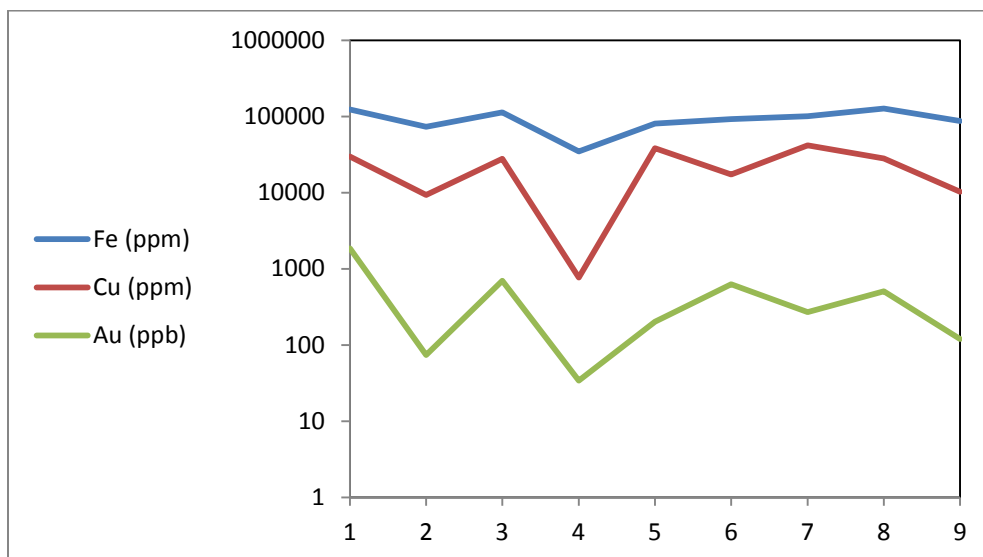
شکل ۴- نمایی از محدوده مورد مطالعه که در آن واحد هارزبورژیت لیستونیتی شده دارای کانی‌سازی سولفیدی در مجاورت فیلیت نشان داده شده است (دید عکس شمال غرب)



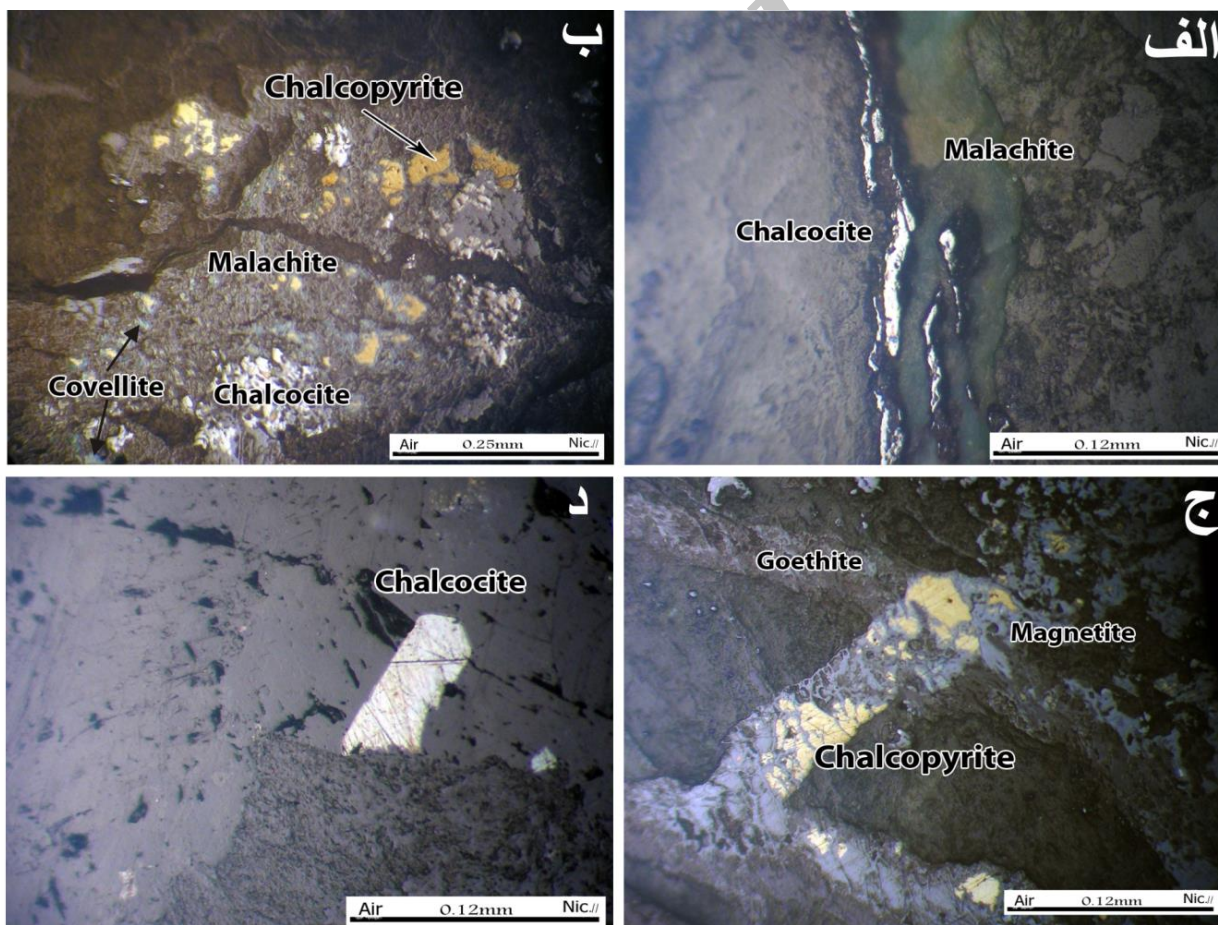
شکل ۵- نمونه دستی حاوی کانی‌سازی پیریت در نمونه برداشت شده از هارزبورژیت‌های حاوی کانی‌سازی سولفیدی؛ (ب) کانی‌سازی سولفیدی بصورت افشان و رگچه‌ای در هارزبورژیت‌های لیستونیتی شده منطقه مورد مطالعه که توسط رگچه کلسیتی دارای کانی‌سازی کوولیت و کالکوپیریت قطع شده است.

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی ۹ نمونه از سنگ‌های هارزبورژیتی دارای کانی‌سازی به صورت رگچه‌ای و افشان (Au به صورت ppb و بقیه عناصر به ppm گزارش شده است)

Sample No.	HAW-1	HAW-2	HAW-3	HAW-4	HAW-5	HAW-6	HAW-7	HAW-8	HAW-9
Au	1858	74	695	34	203	629	270	507	120
Ag	0.25	0.25	0.41	0.17	0.19	0.37	0.24	0.17	0.23
Al	16223	18325	16514	9881	16331	7788	16752	23037	19125
As	34.9	207.9	29.4	2.7	99	40.6	125.3	67.4	40.6
Ca	93971	63903	13041	87063	47869	76380	96626	37936	76119
Cd	0.49	1.5	0.4	0.19	0.51	0.38	0.9	0.43	0.35
Ce	3	1	1	2	2	1	1	1	2
Co	197	295	163	83	240	183	234	293	213
Cr	784	1234	1523	860	850	640	918	1435	1084
Cu	29718	9330	27787	769	38369	17248	41539	28180	10274
Fe	>10%	73284	>10%	44858	80653	92374	>10%	96444	87327
La	4	1	1	2	4	1	1	1	3
Li	17	34	17	32	23	21	24	31	28
Mg	>2%	>2%	>2%	>2%	>2%	>2%	>2%	>2%	>2%
Mn	472	433	219	578	454	443	437	453	571
Mo	4.69	3.32	2.67	0.64	0.94	0.69	1.04	1.02	0.97
Ni	965	1237	709	1459	840	907	1018	1485	1077
P	300	105	233	59	924	312	620	403	412
Pb	36	15	62	8	15	28	35	31	24
S	424	443	155	76	64	77	387	62	875
Sb	1.87	1.58	2.81	1.33	1.66	1.53	1.83	2	1.65
Sc	7.9	9	13.6	10.3	9.3	5.8	8.5	113.2	9
Th	4.7	4.1	4.2	4.3	4.1	4.7	4.8	3.9	4.6
V	42	56	74	33	90	87	126	109	88
Y	1	2	1	1	2	2	3	2	3
Yb	0	0.5	1.3	0.4	0.6	0.7	1	0.8	0.8
Zn	100	64	175	48	332	121	317	514	170




شکل ۶- نمودار لگاریتمی تغییرات عیار مس، طلا و آهن در ۹ نمونه دارای کانی سازی از واحد اولترامافیک در محدوده مورد بررسی (جهت بررسی روند تغییرات این عناصر نسبت به هم)



شکل ۷- الف) کانه‌زایی کالکوسیت به صورت رگچه ای؛ ب) کانه‌زایی کالکوپیریت، کالکوسیت و کولیت بصورت اولیه با بافت افشان در نمونه برداشت شده از واحد هارزبورژی؛ ج) کانه‌زایی کالکوپیریت بصورت رگه‌ای همراه با مگنتیت؛ د) کانه منفرد کالکوسیت سالم حاصل کانه‌زایی اولیه (تمامی عکس‌ها در حالت نور PPL می‌باشند)

جدول ۳- نمودار توالی پاراژنز یک کانه‌ها در محدوده مورد مطالعه

Mineral	Early 		Late Mineralization	
	Hypogene		Supergene	
Malachite			████████████████████	
Azurite			████████████████████	
Hematite			████████████████████	
Native Copper			████████████████████	
Cuprite-Tenorite			████████████████████	
Covellite		████████████████████		
Chalcocite	████████████████████			
Digenite	████████████████████			
Bornite	████████████████████			
Chalcopyrite	████████████████████			
Pyrrhotite	████████████████████	████████	████████	████████
Pyrite	████████████████████	████████████████████	████████	████████
Magnetite	████████████████████			

نتیجه‌گیری

دوم ثانویه بوده و حاصل پویایی مجدد و نهشت مجدد ترکیبات سولفیدی در امتداد شکستگی‌های سنگی افق‌های بالاتر ستون افیولیتی بر اثر عملکرد سیال گرمایی می‌باشند. در نمونه‌های مورد مطالعه رابطه‌ی مشخصی بین میزان طلا، مس و آهن وجود دارد. عیار طلا در طول رگه‌ها و زون‌های لیستونیتی با میزان سیلیس شدن، برشی شدن، مقادیر اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و سولفید موجود در نمونه به‌ویژه نمونه‌های حاوی کالکوپیریت و پیریت ارتباط مستقیم دارد. در نتیجه پیشنهاد می‌شود برای شناسایی عنصر طلا، آنالیز مایکروپروپ بر روی نمونه‌های مینرالیزه و دارای عیار بالای مس و آهن در این محدوده انجام شود؛ همچنین برای تعیین ماهیت فلزات و منشأ احتمالی سیال کانه‌دار در محدوده و درجه حرارت تشکیل کانی‌ها، مطالعات سیالات درگیر و ایزوتوپی پیشنهاد می‌شود.

مراجع

رجب‌زاده، م.ع. و آل‌سعدی، ف.، ۱۳۹۴، "مطالعه کانه‌زایی سولفیدی در سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی فاریاب، جنوب کرمان" مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۷، شماره ۲: صفحه ۲۵۹ تا ۲۷۶.
 علمبی، م. ا.، خطیب، م. م.، حسامی‌آذر، خ. و هیهات، م. ر.، ۱۳۹۴، "شواهد ساختاری و مغناطیسی هوایی بر شکل‌گیری گسلش پنهان شوسف در فراگام گرفتاری نه خاوری-اسماعیل آباد (خاور ایران)" فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۵: صفحه ۲۵۳ تا ۲۶۴.
 فرمehنی فراهانی، م.، احمد خاکزاد، ا.، اسدی هارونی، ه. و امامی، م. ه.،

گسترش زیاد مجموعه افیولیتی نه‌بندان و بروز شکستگی‌های فراوان به‌وسیله سیستم گسل نه‌بندان، شرایط مناسبی را برای شستشوی عناصر کمیاب و با ارزش توسط محلول‌های گرمایی فراهم آورده است. با توجه به مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، سنگ‌های اولترامافیکی منطقه مورد مطالعه که بیشتر در امتداد پهنه‌های برشی و گسل‌های اصلی قرار دارند تحت‌تأثیر فرآیند لیستونیتی شدن قرار گرفته که این لیستونیت‌ها بیشتر از نوع سیلیسی سولفیددار می‌باشند. با توجه به عملکرد گسل‌ها و در ادامه آن ورود آب‌های ژرف اقیانوسی به درون مجموعه‌های اولترامافیکی، چرخش در ژرفای پوسته و افزایش دما، واکنش‌های شیمیایی میان این سیال گرمایی و سنگ میزبان اولترامافیکی صورت گرفته و در نتیجه ورود CO_2 ، H_2O و خروج SiO_2 سنگ‌ها ابتدا به سرپانتینیت و در ادامه با دگرسانی بیشتر به لیستونیت تبدیل شده‌اند. کانه‌زایی سولفیدی در سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی نه‌بندان در دو نسل اولیه و ثانویه صورت گرفته است که با دگرسانی سولفیدهایی مانند پیریت، کالکوپیریت و بورنیت به تشکیل کانی‌های ثانویه (هماتیت، لیمونیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت) انجامیده است. کانی‌های اولیه ماگمایی در اثر تشکیل قطرات سولفیدی پس از رسیدن ماگما به حالت اشباع از سولفید و هم‌زمان با تبلور سنگ‌های هارزبورژیت غنی از کلینوپروکسن رخ داده است. در نتیجه تشکیل کانی کلینوپروکسن با زمان اشباع شدن ماگما از سولفید می‌تواند در شناخت افق‌های کانه‌زایی سولفیدی مورد توجه قرار گیرد. کانی‌های سولفید نسل

- Evans, A.M., 2000, "Ore geology and industrial minerals", *An Introduction. Black well Pub, Oxford, London, P.389.*
- Fotoohi-Rad, G.R., Droop, G.T.R. and Burgess, R., 2009, "Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran", *Geological Journal 44, P.104-116.*
- Naldrett, A. J., 1989, "Introduction: magmatic deposits associated with mafic rocks. In: A.J. Whitney, J.A. Naldertt and R M.J. obertson (Editors), Ore Deposition Associated with Magmas", *Society of Economic Geologists, New York, P. 1-4.*
- Naldrett, A.J., 2004, "Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration", *Springer, New York, P.727.*
- 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): P.943-962.*
- Rajabzadeh, M.A., Al Sadi, F., 2015, "Sulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex, southern Kerman", *Journal of Economic Geology, 7(2): P.259-276.*
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010, "Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean", *Lithos 117 (5), P.209-228.*
- Sadeghian, M., Bouchez, J.L., Nédélec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M.V., 2005, "The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting", *Journal of Asian Earth Sciences 25, P.301-327.*
- Safanov, Yu. G., 1997, "Hydrothermal gold deposits: Distribution, geological-genetic types, and productivity of ore-forming systems", *Geology of ore deposits, Vol.39, No.1, P. 20-32.*
- Schandl, E. S. and Naldrett, A. J., 1992, "CO₂ metasomatism of serpentinites, south of Timmins, Ontario", *Canadian Mineralogist, Vol.30, P. 93-108.*
- Tirrul, R., Bell, I.R., Grif fis, R.J. and Camp, V.E., 1983, "The Sistan Suture Zone of eastern Iran", *Geological Society of America Bulletin 94, P.134-150.*
- Zhilyaeva, A. I., Naumov, V. B. and Kudryavtseva, G. P., 2000, "Mineral composition and fluid regime of formation of the Yubileinoe gold deposit (Transbaikalian region, Russia)", *Geology of ore deposits, Vol.42, P.57-67.*
- ۱۳۹۳، "بررسی پهنه‌های دگرسانی و آمیختگی ماگمایی در محدوده معدنی کهنک" مجله علوم زمین، شماره ۹۳: صفحه ۱۸۳ تا ۱۹۴.
- کریمی، م.، طاهری، م.ر. و نوری خانکهدانی، ک.، ۱۳۹۱، "کناره‌زایی مس در افیولیت‌های نیریز" چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، ۶ صفحه.
- مظلومی، س. ش. و کریمی، م.، ۱۳۹۳، "کناره‌زایی مس در افیولیت‌های منطقه حسین‌آباد نیریز" همایش ملی زمین‌شناسی و اکتشاف منابع، ۶ صفحه.
- منظمی باقرزاده، ر.، میرنژاد، ح.، اشبک، پ. و کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۹۲، "بررسی زایش لیستونیت‌های طلا دار با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی، ژئوشیمی، کانی سنگین، میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار (اکسیژن، کربن و گوگرد) در پهنه افیولیت- ملانژ خاور کشور (منطقه هنگران- جنوب بیرجند)" فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۸: صفحه ۱۳۱ تا ۱۴۴.
- Babazadeh, S.A., 2003, "Biostratigraphie et controles paleo-geographiques de la zone de suture de l'Iran oriental. Implications sur la fermeture Tethysienne", *These dedoctorat. Universite d'Orleans, France, P.384.*
- Babazadeh, S.A. and De Wever, P., 2004, "Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran)", *Geodiversitas 26, P.185-206.*
- Baksheev, I. A., Ustinov, V. I. and Kudryavtseva, O. E., 2004, "Isotopic geochemistry of mesothermal deposition of talc, tungsten, and gold: Evidence from mineral deposits of the Urals", *Geochemistry International, Vol.42, No.8, P.736-743.*
- Bayet-Goll, A., Monaco, p., Jalili, F. and Mahmudy-Gharaie, M.H., 2016, "Depositional environments and ichnology of Upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran", *Cretaceous Research, P.28-51.*
- Buisson, G. and Leblanc, M., 1985, "Gold bearing listweanite (carbonatic ultramafic rocks) from ophiolite complexes", *Economic Geology, V.80, P. 2028-2029.*
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. and Marcher, M., 1980, "A classification of Volcanic and Plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis", *chemical Geology, Vol. 29, P.183-210.*
- Dijkstra, A.H., Drury, M.R., Vissers, R.L.M. and Newman, J., 2002, "On the role of melt-rock reaction in mantle shear zone formation in the Othris Peridotite Massif (Greece)", *Journal of Structural Geology 24, P.1431-1450.*