

پتروگرافی، زمین‌شیمی و مینرالوگرافی سنگ‌های ولکانیکی منطقه سیستانک (جنوب شرق قائن)

حجت محولاتی^{۱*}، ایرج رسا^۲ و آیدا محبی^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

۳. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ دریافت: ۹۳/۰۸/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۹/۲۹

چکیده

کانسار مس سیستانک از نظر جغرافیایی در شرق ایران و جنوب شرق شهرستان قائن (خراسان جنوبی) واقع شده است. به طور کلی محدودی مس سیستانک واقع در شرق زون ایران مرکزی است که بخشی از آن در زون فلیشی و بخش دیگر آن در بلوک لوت قرار گرفته است. از لحاظ چینه‌شناسی، سنگ‌های قدیمی‌تر از ژوراسیک در محدوده مورد مطالعه مشاهده نشده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه به دو گروه گدازه (آندزیتی و آندزیت-بازالت) و آذرآواری (آگلومرا و توف) تقسیم می‌شوند. این سنگ‌ها در رده کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. بر اساس ترکیب شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر در محدوده آندزیت و آندزیت-بازالت قرار می‌گیرند. کانه‌های اصلی مس در گدازه‌های آندزیتی شامل: مس خالص، کالکوسیت، مالاکیت است. علاوه بر این کانی‌های اکسید آهن شامل هماتیت و گوتیت نیز در نمونه‌ها حضور دارند. عموماً زون کانه‌زایی در بالاترین تراز گدازه‌های آتشفشانی قرار می‌گیرد و ماده معدنی به صورت چینه‌کران است. چنین ویژگی نشانگر آپی ژنتیک بودن ذخایر است. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌سازی، کانسار مس سیستانک احتمالاً یک کانسار تیپ میشیگان است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت، حاشیه فعال قاره‌ای، کالک‌آلکان، مس خالص، سیستانک قائن.

مقدمه

جغرافیایی ۳۹° ۳۶' ۵۹" الی ۵۲° ۴۲' ۵۹" شرقی
و عرض جغرافیایی ۳۳° ۳۷' ۳۷/۹۵" الی ۳۳° ۳۷' ۶/۷۰"
شمالی و در بخش جنوب غربی برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰

محدوده مورد مطالعه در استان خراسان جنوبی در ۴۴
کیلومتری جنوب شرقی شهرستان قائنات، بین طول‌های

* نویسنده مرتبط: H.mohavelati@gmail.com

جدول ۱. مختصات نمونه‌های برداشت شده

ردیف	نام مقطع	تعداد نمونه	مختصات جغرافیایی (UTM)
۱	Sis T1	۲	۷۵۱۱۰۸ ۳۷۲۰۲۶۹
۲	Sis T4	۲	۷۵۱۱۴۹ ۳۷۲۰۰۶۴
۳	Sis T5	۲	۷۵۰۷۶۴ ۳۷۲۰۵۲۵
۴	Sis T8	۲	۷۵۰۱۴۸ ۳۷۲۲۰۸۱
۵	Sis AN1	۱	۷۴۷۶۵۵ ۳۷۲۱۱۰۱
۶	Sis AN2	۲	۷۴۷۳۵۵ ۳۷۲۲۰۸۱
۷	Sis AN3	۲	۷۴۸۱۰۸ ۳۷۲۲۲۲۹
۸	Sis AG1	۲	۷۵۰۸۵۵ ۳۷۲۰۰۸۲
۹	Sis AG2	۱	۷۴۷۴۷۳ ۳۷۲۲۲۲۲

در سطح هوازده، آندزیت‌های منطقه سیستانک دارای رنگ سیاه و در بعضی از نقاط به رنگ خاکستری تیره هستند. در سطح تازه و شکسته شده خاکستری تا قرمز است. در سطح سنگ، کانی‌های شفاف می‌شود که اغلب پلاژیوکلاز می‌باشند و اندازه آن‌ها به دو یا سه میلی‌متر می‌رسد. آندزیت‌ها در منطقه سیستانک به صورت جریان‌ی، دارای روند جنوب‌شرقی - شمال‌غربی هستند؛ اما در بعضی از نقاط این روند به یک روند پورفیری نامنظم تبدیل می‌شود (شکل ۱).

بافت آندزیت‌ها معمولاً پورفیری با زمینه ریزدانه می‌باشد. فنوکریست‌های آندزیت‌های پورفیری را بلورهای پلاژیوکلاز (غالباً با بافت منطقه‌ای) و کانی‌های مافیک تشکیل می‌دهند. زمینه سنگ می‌تواند شیشه‌ای یا جریان‌ی باشد. بافت حفره‌ای و بادامکی نیز در آندزیت‌ها معمول است و عموماً حفرات به وسیله کانی‌هایی چون کوارتز، کلریت و کلسیت پر شده‌اند. پیروکسن دومین فنوکریست در نمونه است. فراوانی کمی دارد. شکل پیروکسن‌ها اغلب بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند.



آبیز واقع شده است. به‌طور کلی محدوده مس سیستانک در شرق زون ایران مرکزی واقع است که بخشی از آن در زون فلیشی و قسمت دیگر آن در بلوک لوت قرار گرفته است. سنگ‌های منطقه سیستانک در دسته سنگ‌های حد واسط تا اسیدی قرار می‌گیرند. طبق مطالعات انجام‌شده سنگ‌ها بیشتر شامل آندزیت، آندزیت‌بازالت و پیروکلاستیک‌های توف‌ها و آگلومرا بودند. سن این واحدهای ولکانیکی ژوراسیک است (شکل ۲۲).

روش پژوهش

با انجام عملیات صحرائی نه نمونه سنگی (جدول ۱) که تا حد امکان از سطح تازه و بدون هوازدگی بودند، برداشته شدند و با استفاده از این نمونه‌ها اقدام به تهیه مقاطع نازک به تعداد ۱۶ عدد شد که تهیه آن‌ها در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور و مطالعه در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی صورت گرفت. علاوه بر این، هفت نمونه XRF جهت مطالعه عناصر اصلی سنگ‌ها نیز تهیه شدند. نمونه‌ها برای آنالیز به شرکت فراوری مواد معدنی ایران ارسال و روش آنالیز به صورت ذوب بوده است.

سنگ‌شناسی

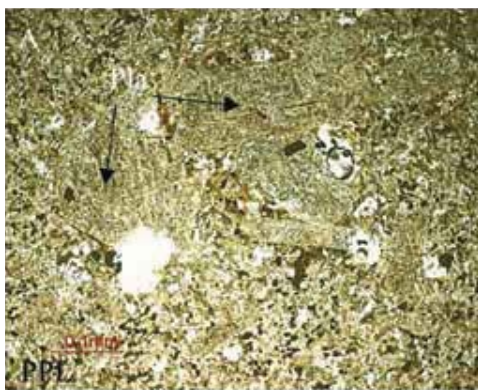
۱. آندزیت

قدیمی‌ترین واحد سنگی شناسایی شده در نقشه ۱:۲۰۰۰۰ سیستانک، واحد آندزیتی به سن ژوراسیک است. این واحد، گسترش خوبی در بخش جنوبی نقشه دارد. اتصال واحد آندزیتی با واحد مجاورش گسله است.

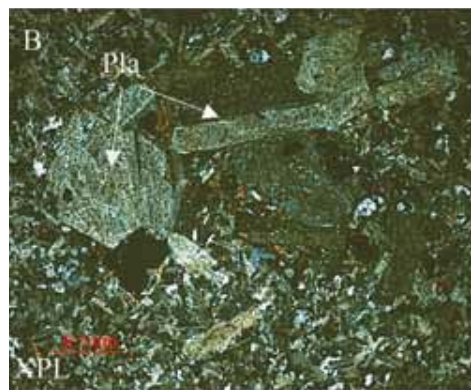


شکل ۱. نمایی از واحد سنگی آندزیت در رخنمون (A) و نمونه دستی (B)

برای تشکیل بافت غربالی لازم است. (Kuscu and Floyd, 2001). استوارت و پیرس (Stewart and Pearce, 2004) معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا باعث پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. چرا که بعضی از بخش‌های پلاژیوکلاز به طور بخشی ذوب می‌شود و محصولات ناشی از ذوب پلاژیوکلاز در داخل پلاژیوکلاز شروع به تبلور می‌نمایند. بافت گلوپورفیری نیز در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود بافت گلوپورفیریتیک نشان‌دهنده عدم تعادل در ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳).



پیروکسن‌ها در لابه‌لای پلاژیوکلازها به دام افتاده‌اند. فراوانی کانی‌های اپک در این تیپ سنگی نسبت به دیگر سنگ‌های منطقه، زیادتر است. میکروولیت‌ها در زمینه آندزیتی این نمونه هیچ‌گونه جهت یافتگی از خود نشان نمی‌دهند. در زمینه علاوه بر میکروولیت‌ها، شیشه نیز حضور دارد. بافت غربالی دانه درشت در شرایط تحت اشباع از آب و نرخ کاهش فشار متوسط رخ می‌دهد (Tsuchiyama, 1985). وجود همزمان پلاژیوکلازهای نرمال و پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی نمی‌تواند فقط به دلیل برداشته شدن فشار تشکیل شده باشد. به همین دلیل اختلاط با یک ماگمای آبدار و داغ‌تر



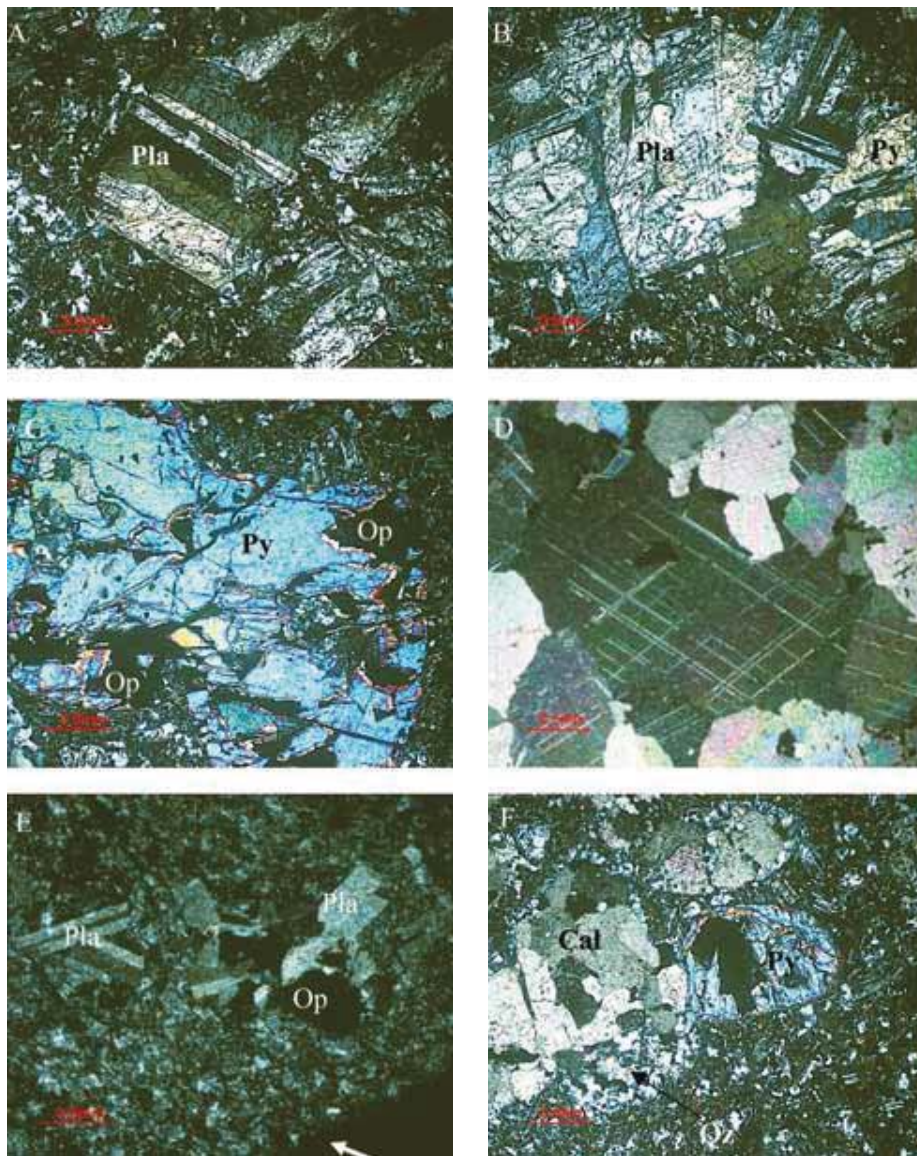
شکل ۲. کانی‌ها و بافت‌های مشاهده شده در نمونه آندزیت (پلاژیوکلاز: Pla)

۲. آندزیت - بازالت

سبزه رنگ کلریت نیز حضور دارد. سنگ در سطح هوازده به رنگ خاکستری است و در سطح تازه و شکسته شده به رنگ سیاه می‌باشد (شکل ۴). بافت اصلی در واحد آندزیت-بازالت، پورفیری با زمینه شیشه‌ای می‌باشد. البته تیغه‌های ریزی از پلاژیوکلازها نیز در نقاطی از مقطع با تراکم کم دیده می‌شود که به میکروولیت معروف است. پیروکسن اغلب درشت بلور است و گاهی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها هرچند که دانه درشتند ولی فراوانی چندانی ندارند. پلاژیوکلازها در این تیپ سنگی، کانی غالب می‌باشند (شکل‌های ۵ و ۶).

واحد آندزیت-بازالت دارای روند مشابه دیگر ولکانیک‌های منطقه است که از جنوب‌شرقی تا شمال‌غربی منطقه سیستانک امتداد یافته است. نسبت به واحدهای دیگر، وسعت چندانی ندارد و به صورت پراکنده در منطقه دیده می‌شود. تمرکز این واحد در بخش شرقی منطقه بیشتر است.

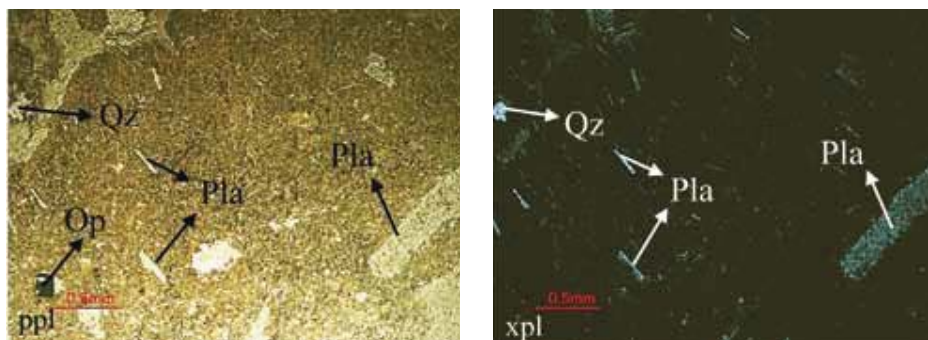
در نمونه دستی واحد آندزیت - بازالت حفره‌هایی وجود دارد که اکثراً با کوارتز پر شده‌اند. در سطح سنگ کانی‌های شفاف تیغه‌ای دیده می‌شود که در مطالعات پتروگرافی معلوم شد که پلاژیوکلاز می‌باشد. علاوه بر پلاژیوکلاز، کانی



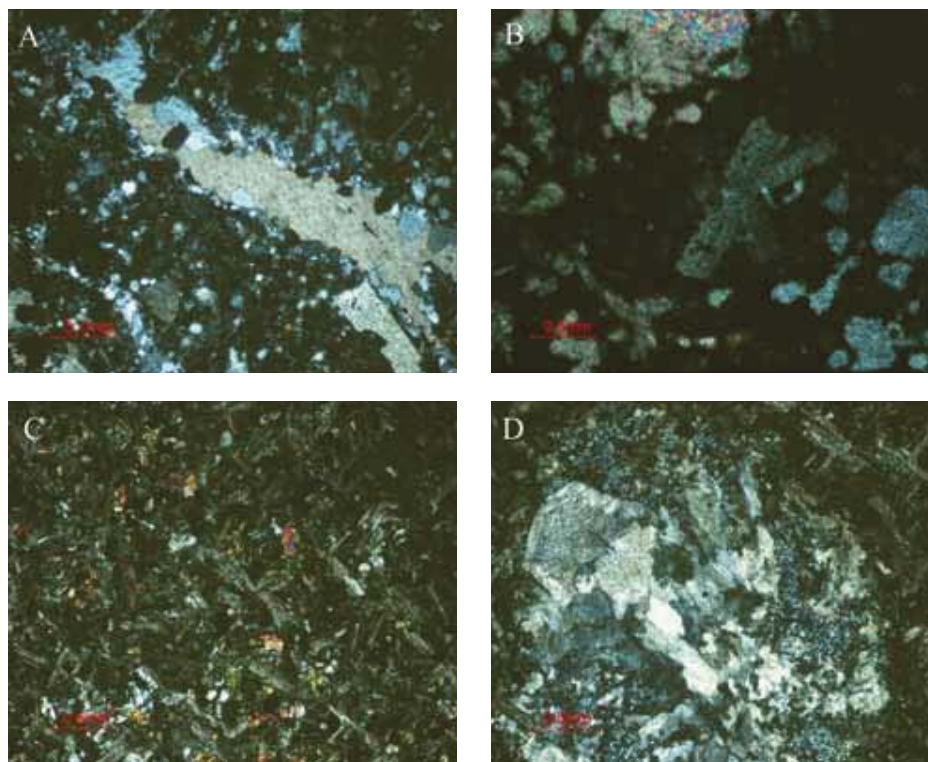
شکل ۳. پلاژیوکلاز (Pla) با ماکل پلی‌سنتتیک و بافت غربالی (A)، پلاژیوکلاز زونه‌ای و پیروکسن (Py) (B)، درشت بلور پیروکسن به همراه کانی اپک (Op) (C)، پرشدگی حفرات توسط کانی کلسیت (Cal) (D)، نمایی از بافت گلوپروپرفیری و فنوکریست پلاژیوکلاز (E)، بافت آمیگدالی که حفرات توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند (F)



شکل ۴. نمایی از واحد آندزیت - بازالت در رخنمون (A) و نمونه دستی (B)



شکل ۵. نمایی از بافت پورفیری با زمینه شیشه‌ای و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در آندزیت - بازالت



شکل ۶. پرشدگی حفرات توسط کلسیت و کوارتز در نمونه (A)، بافت گلوپورفیریتیک در نمونه (B)، بافت فلتی (C) و بافت آمیگدالی که با کوارتز و کلریت پر شده است (D)

۳. آگلومرا و توف

واحد آگلومرا قرار گرفته است. لایه‌ای بودن توف‌ها حاکی از دخالت داشتن فرایندهای رسوبی در منطقه می‌باشد. تمرکز واحد توفی بیشتر در غرب منطقه سیستانک می‌باشد. در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری متمایل به سبز است. دانه‌های ریز و سفید رنگی در سطح سنگ دیده می‌شود، که اغلب آنها پلاژیوکلاز و تعداد کمی از آنها نیز کوارتز هستند (شکل‌های ۷ تا ۹).

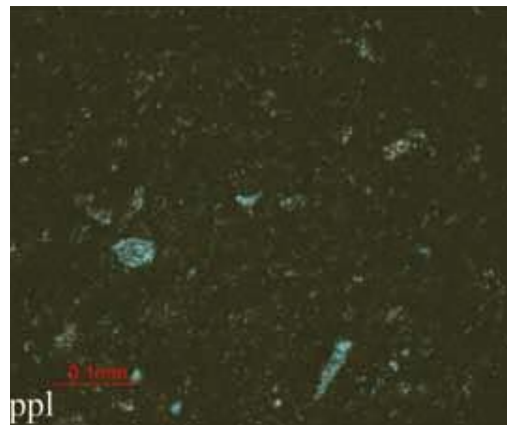
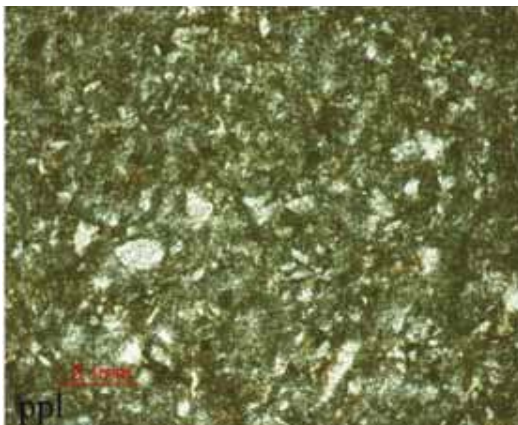
واحد آگلومرا از واحد آندزیت جوان‌تر است. مرز این واحد با واحد قبلی گسله و با واحد بعدی یک مرز عادی است. گسترش واحد آگلومرا در بخش جنوبی نقشه می‌باشد. واحد آگلومرا بعد از واحد آندزیتی گسترش غالب منطقه می‌باشد. آثار کلریت و اکسید آهن حاصل از هوازدگی سطحی در این آگلومراها دیده می‌شود. در واحد آگلومرای، واحد توف، به صورت لایه‌ای سبز رنگ رخنمون دارد. واحد توف گسترش چندانی ندارد و به صورت موضعی و پراکنده در میان



شکل ۷. نمایی از آگلومرای با اندازه متفاوتی از دانه‌ها



شکل ۸. نمایی از لایه‌بندی توف‌ها (A) و تصویری از نمونه دستی توف (B)



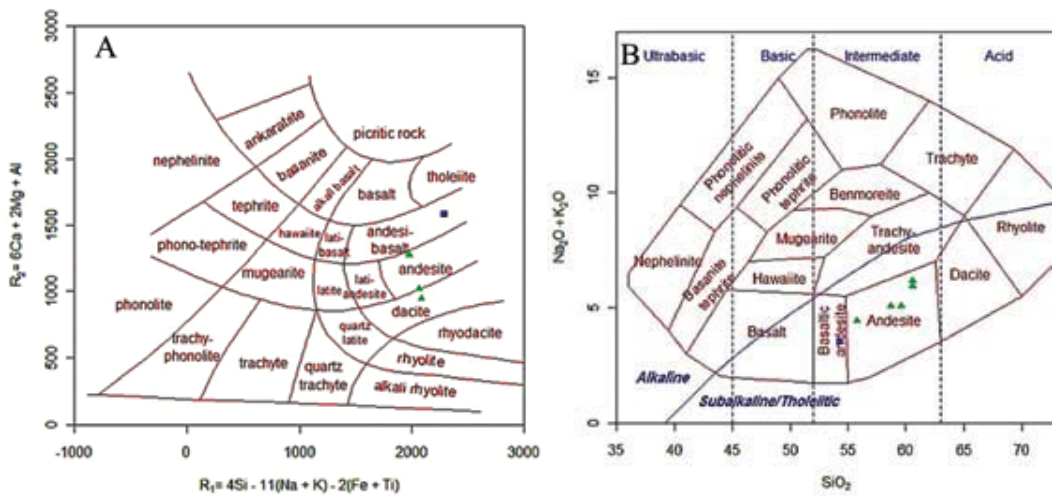
شکل ۹. نمایی از بافت و فنوکریست‌های توف‌ها

ژئوشیمی

نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه

رسم شده است، در محدوده آندزیت و آندزیت-بازالت قرار می‌گیرند دلارش و همکاران (De la Roche et al., 1980) الگوی طبقه‌بندی برای سنگ‌ها آذرین آتشفشانی و نفوذی را براساس نسبت‌های کاتیونی آنها که به صورت میلی کاتیونی بیان می‌شوند، پیشنهاد کردند (شکل ۱۰).

درصد (SiO_2) سنگ‌های منطقه سیستانک بین ۶۰/۵۹ تا ۵۴/۲۷ درصد متغیر است. براساس ترکیب شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر در نمودار (Cox et al., 1979) که برمبنای درصد وزنی مجموع آلکالن ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) در مقابل درصد وزنی سیلیس (SiO_2)

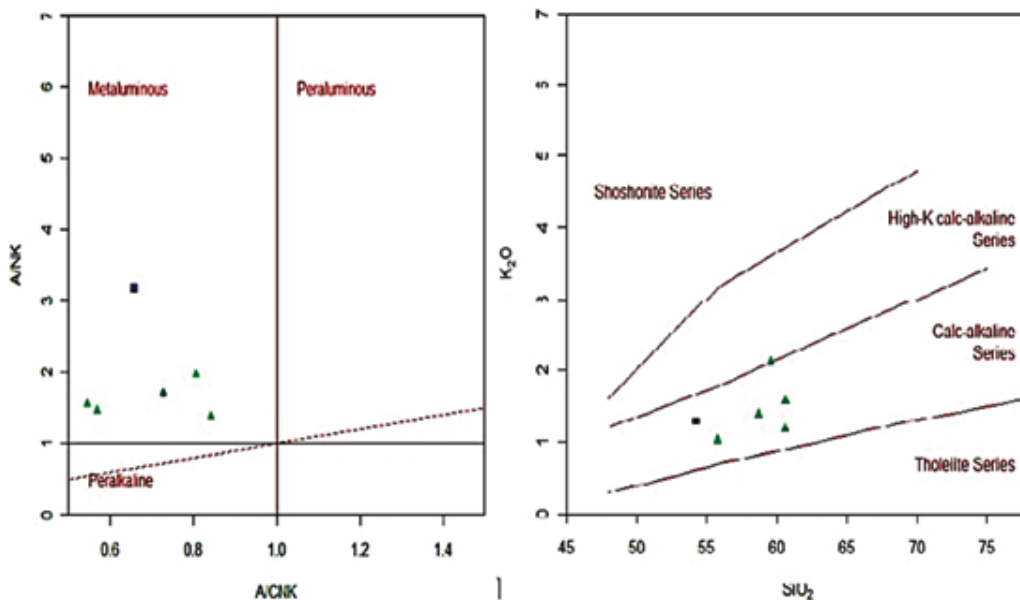


شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار مجموع درصد وزنی آلکالی در برابر درصد وزنی سیلیس (Cox et al., 1979) (A)، موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار (De la Roche et al., 1980) (B) نماد مثلث آندزیت - بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد

تعیین سری ماگمایی

بر اساس مطالعات پتروگرافی، ولکانیک‌های منطقه شامل مجموعه‌ای از آندزیت، آندزیت - بازالت هستند. این سنگ‌ها در رده کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ؛ اقتباس از (Peccerillo and Taylor, 1976)). نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ شاخص اشباع آلومین و بر اساس نمودار

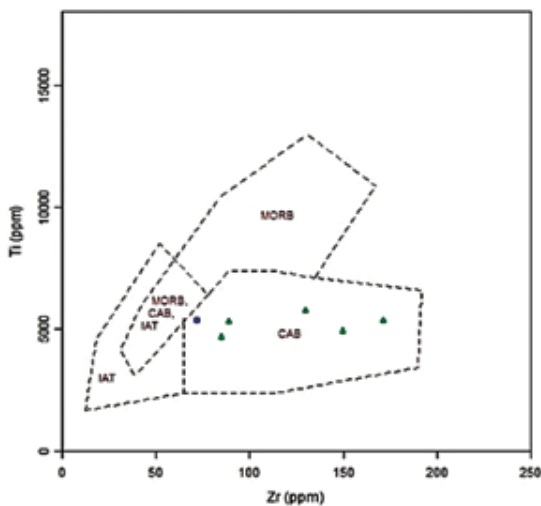
Shand, 1943) در محدوده متآلومین جای می‌گیرند (شکل ۱۱). نمونه‌های آذرین محدوده مورد بررسی در نمودار (Irvin and Baragar, 1971) AFM در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند. هر چند که نمونه آندزیت - بازالت در مرز بین دو محدوده واقع شده است (شکل ۱۲).



شکل ۱۱. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ، اقتباس از (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل سمت راست) نمودار A/CNK-A/NK، اقتباس از (Shand, 1943) (شکل چپ). نماد مثلث آندزیت-بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد

هستند که از گوشته متاسوماتیزه مشتق شده‌اند. با استناد به مقدار Zr در سنگ‌های مورد مطالعه دامنه وسیعی (بین ۱۸۶ تا ۹۰) را به خود اختصاص داده‌اند، که از این لحاظ به سنگ‌های سری کالک‌آلکان شباهت دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در محدوده کمان ماگمایی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند. با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی و همچنین با در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی سنگ‌های آتشفشانی سیستانک، به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با ماگماتیسم ناشی از فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت در ارتباط بوده و در یک محیط کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند (Muller and Groves, 1997).

برای تمایز کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر قوسی، طبق نظر پیرس (Pearce, 1983)، به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای بوده است. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی می‌توان استفاده کرد (Pearce, 1983). به این صورت که اگر در گدازه نسبت Zr/Y > 3 باشد، متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای هستند و اگر در آنها نسبت Zr/Y < 3 باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند (شکل‌های ۱۳ و ۱۴).



شکل ۱۳. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی سیستانک بروی نمودار پیرس و کان (Pearce and Cann, 1973) نماد مثلث آندزیت - بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر خاکی نادر نسبت



شکل ۱۴. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971). نماد مثلث آندزیت - بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد

تعیین جایگاه تکتونیکی

در این سنگ‌ها دو ویژگی شیمیایی قابل توجه، مشاهده می‌شود:

- مقدار Al_2O_3 نمونه‌ها بالا و در حدود ۱۶ درصد است.
- عدد $Mg\# = (MgO / (MgO + FeO))$ این سنگ‌ها پایین و حدود ۰/۴ می‌باشد.

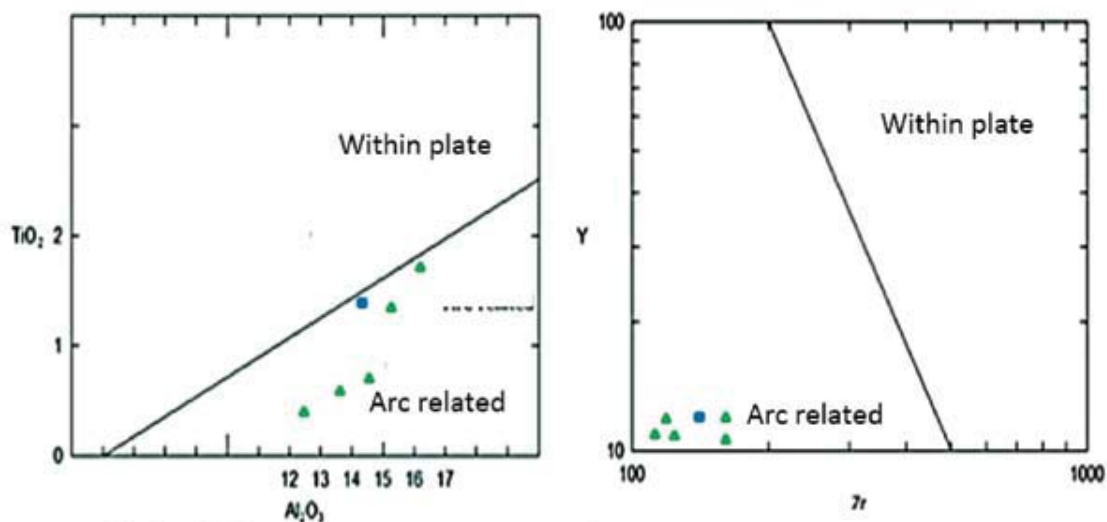
مقدار Al_2O_3 بالا در نمونه‌ها نشان‌دهنده تبلور کانی‌های مافیک از مذاب اولیه سازنده آنها در فشارهای نسبتاً بالاست. (Yoder and Tilley, 1962). که این موجب تمرکز آلومینیوم در مذاب باقیمانده شده و باعث تبلور پلاژیوکلاز در فشارهای کمتر می‌شود. مقدار CaO نمونه‌ها با افزایش SiO_2 کم و بیش کاهش می‌یابد که این می‌تواند مرتبط با تحول ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیت به سدیک در حین تبلور بخشی ماگما باشد. به هر حال ارتباط ضعیف CaO در مقابل SiO_2 احتمالاً می‌تواند ناشی از آلبیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز باشد (Morata and Aguirre, 2003).

ماگمای سازنده نمونه‌های مورد آنالیز با داشتن مقدار $Mg\#$ میانگین ۰/۴، میزان Cr میانگین ۵۴/۳۳ و مقدار میانگین Ni ۱۵/۱۶ جزء ماگماهای اولیه در تعادل با گوشته فوقانی قرار نمی‌گیرند، لذا یا پس از تشکیل در گوشته عادی متحمل تحولات ماگمایی شده‌اند یا اینکه ماگماهایی

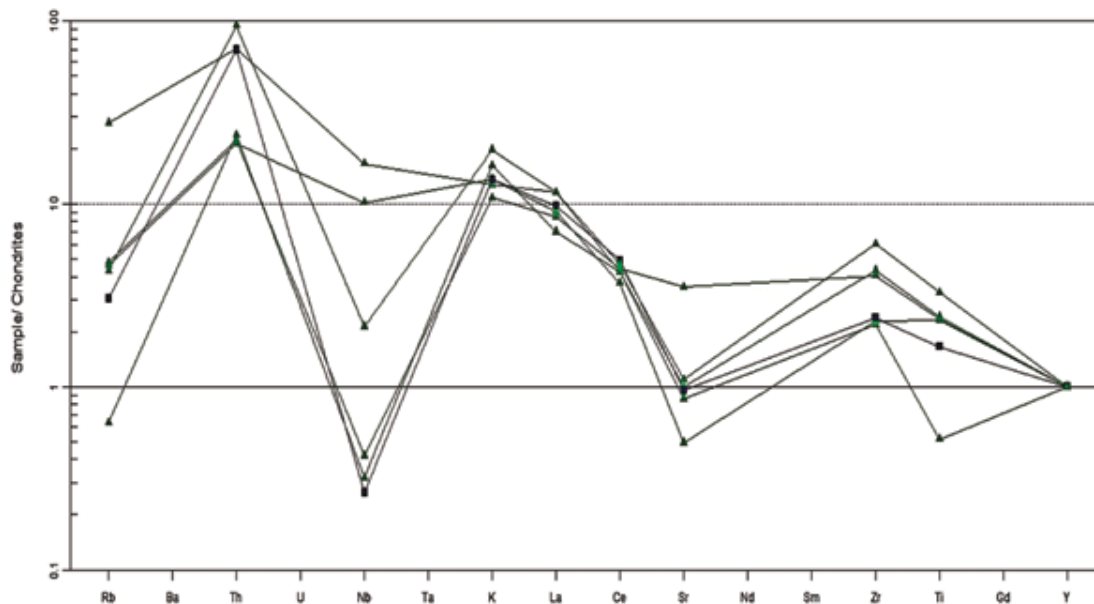
حجت محولاتی و همکاران

بزرگ یون^۲ مانند K و Cs, Ba قابل مشاهده می‌باشد. این ویژگی‌ها می‌تواند نشانه آغشتگی پوسته در فرایند ماگمایی و آلودگی توسط پوسته باشد (Harris, 1986). همچنین آنومالی منفی Sr و Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است (شکل‌های ۱۵ و ۱۶).

به کندریت و گوشته اولیه بیانگر غنی شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و ناسازگار می‌باشد. این ویژگی‌های کالک‌آلکالن کمان‌های آتشفشانی پهنه‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌هاست (Pearce, 1983). تهی شدگی عناصر با شدت میدان بالا^۱ مثل Nb, Ti و Y و غنی شدگی عناصر لیتوفیل



شکل ۱۴. تعیین محیط نکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی سیستم‌تانک (Muller and Groves, 1997) (نماد مثلث آندزیت-بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد)



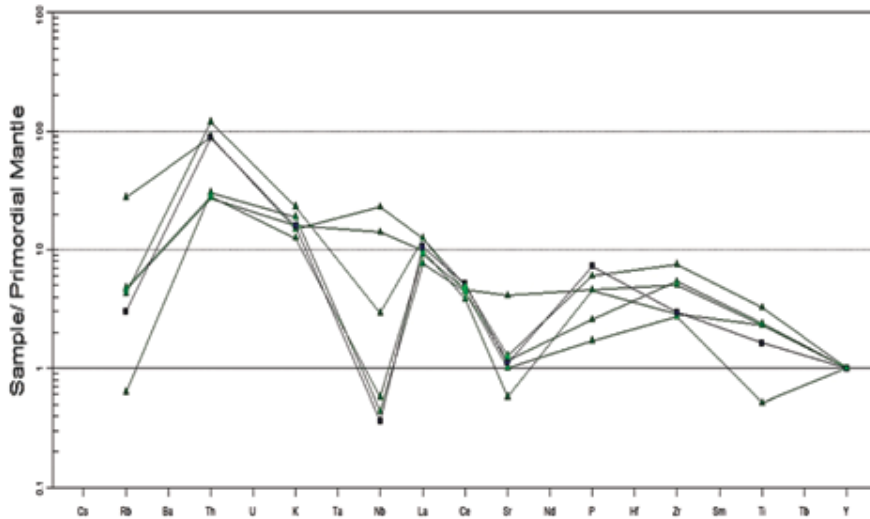
شکل ۱۵. نمودار عتکبوتی نرمالیزه شده براساس کندریت (نماد مثلث آندزیت - بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد)

1. HFSE
2. LILE

شرح کانی‌سازی مس در منطقه سیستانک

از وجود درزه‌ها و شکاف‌ها و نیز حفره‌ها را پر کرده‌است. از نظر کانی‌شناسی، کانی مس شامل: مس خالص، کوپریت، مالاکیت و کالکوسیت بخش اصلی ماده معدنی را تشکیل می‌دهد.

کانی‌سازی مس در منطقه سیستانک به صورت پراکنده و به صورت تعدادی عدسی‌های بسیار نازک و نیز به صورت رگه‌های نازک و رگچه رخ داده که فضای‌های خالی حاصل



شکل ۱۶. نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده براساس گوشته اولیه (نماد مثلث آندزیت-بازالت و نماد مربع بازالت می‌باشد)

همان شیب و امتداد سنگ‌های ولکانیکی میزبان می‌باشد (شکل ۱۷). در حاشیه کانی مس خالص که حفرات را پر کرده، کانی‌های دیگری به رنگ سبز، خاکستری تیره و قرمز رنگ دیده می‌شود که مطالعات میکروسکوپی نشان داد که کانی‌های مورد نظر مالاکیت، کوپریت و کالکوسیت می‌باشد.

سنگ میزبان کانی‌سازی، گدازه‌های آندزیتی با بافت آمیگدالوئیدال می‌باشد. کانی‌سازی مس در منطقه اساساً به یک افق چینه‌ای، از سنگ‌های ولکانیکی واحد آندزیتی محدود شده و از این رو جز کانی‌سازی تیپ استراتاباندا محسوب می‌شود. افق معدنی از چینه‌شناسی سنگ‌های ولکانیکی میزبان پیروی می‌کند، از این رو این افق دارای

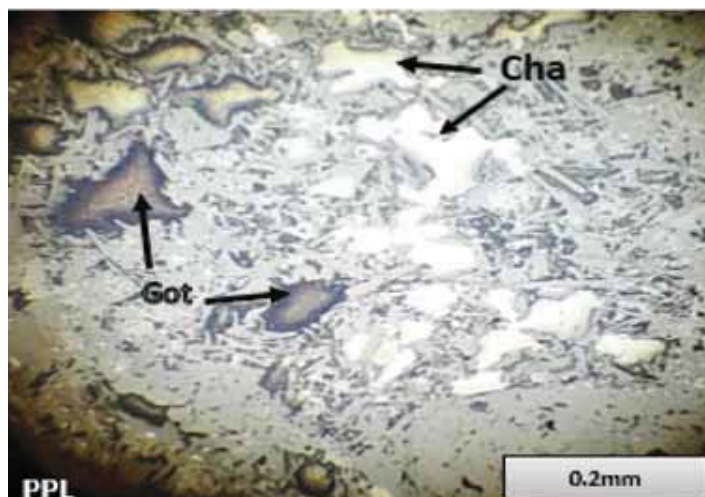


شکل ۱۷. پر شده‌گی حفرات آندزیت توسط مس خالص

حجت محولاتی و همکاران

اشاره کرد. حداکثر هم‌رشدی و همراهی مربوط به کانی‌های کاکوسیت، هماتیت و گوتیت می‌باشد (شکل ۱۸).

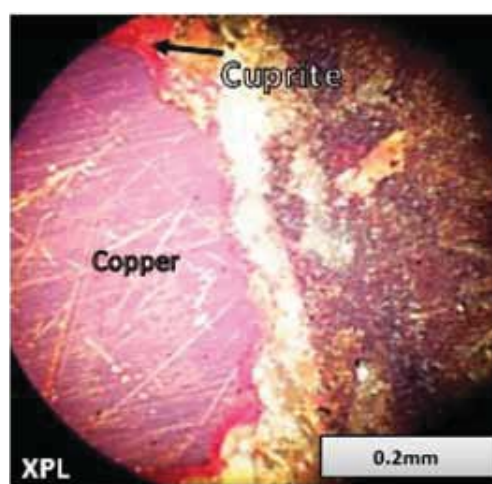
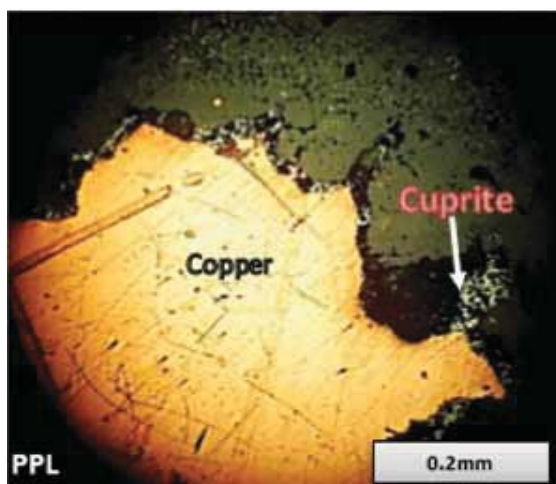
در بیشتر موارد کانی کالکوسیت با دیگر کانی‌های سولفیدی و اکسیدی هم‌رشدی نشان می‌دهد. از جمله این کانی‌ها می‌توان به دژنیت، بورنیت، کولیت و هماتیت



شکل ۱۸. هم‌رشدی کالکوسیت (Cha)، گوتیت (Got) و تیغک‌های هماتیت

مقاطع شدیم. این فازها، کانی‌های اکسیدی مس به نام کوپریت بودند که البته در تمامی مقاطع، حاشیه مس خالص همراه با کانی کوپریت است (شکل ۱۹).

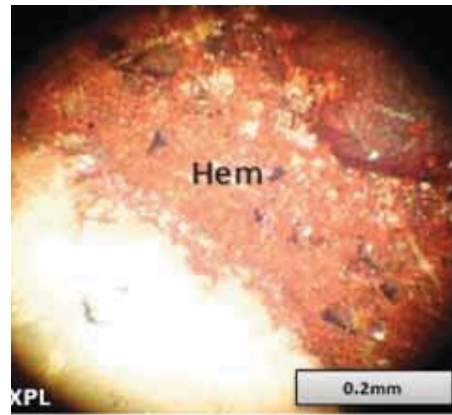
کالکوپریت به صورت سالم و غیر دگرسان در مقاطع بسیار نادر و دانه ریز می‌باشد. حین مطالعات میکروسکوپی متوجه حضور فازهای اسفنج مانند با برجستگی بالا درون



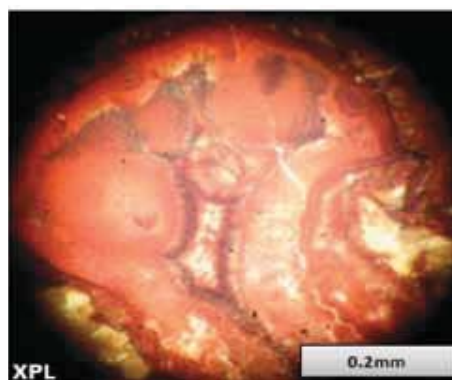
شکل ۱۹. همجواری کانی مس خالص با کوپریت

(شکل ۲۰). گوتیت‌ها در بعضی از نمونه‌ها دارای بافت قلوهای می‌باشند. بافت قلوهای جزء زیرگروه بافت‌های کلونیدی است (شکل‌های ۲۱ و ۲۲).

در اغلب نمونه‌ها درزه و شکاف‌ها توسط کانی هماتیت پر شده است. کانی‌هایی که درون فضاها باز رشد می‌کنند اغلب دارای ساخت منطقه‌ای خوبی هستند



شکل ۲۰. پرشدگی درزه‌ها توسط کانی هماتیت (Hem)



شکل ۲۱. بافت قلوهای در گوتیت

با بافت آمیگدالوئیدی اتفاق افتاده است.

- حضور کانی مس خالص
- کانی‌سازی به افق مشخص چینه‌ای محدود می‌شود و از این رو کانی‌سازی تیپ استراباند محسوب می‌شود.
- بافت غالب کانی‌سازی از نوع پرکننده فضای خالی و همچنین رگه‌ای می‌باشد. که این نوع بافت خاص مناطق کم‌فشار است.
- حضور پاراژنز مالاکیت، کالکوسیت و کوپریت همگی بیانگر دماهای پایین تشکیل این کانسار هستند (دمای تشکیل کالکوسیت 160° و کوولیت 157°) (Guilbert and Park, 1997)
- عدم حضور دگرسانی به شکل منطقه‌ای و پهنه‌بندی شده و قابل تفکیک.
- حضور ناچیز مس طبیعی بیانگر وجود و حضور سولفور در محیط تشکیل کانه‌ها و نزدیک بودن PH محلول‌ها به محیط خنثی می‌باشد.

در مجموع، کانی‌های مس که در این مطالعه، شناسایی شدند، شامل:

- کالکوسیت و به مقدار اندکی کالکوپریت (جزء کانی‌های سولفیدی مس می‌باشند).
- مس خالص (جزء عناصر فلزی می‌باشد).
- کوپریت (جزء کانی‌های اکسیدی مس می‌باشد).
- مالاکیت (جزء کانی‌های کربناته مس می‌باشد).

ترتیب شکل‌گیری کانی‌ها در جدول ۲، به صورت توالی پاراژنزی از فازهایی که ژرفزاد بوده و در دمای بالا شکل گرفته‌اند تا کانی‌های سطحی‌زاد که در اثر دگرسانی کانی‌های اولیه حاصل شده‌اند، می‌باشند (جدول ۲).

خصوصیات کانی‌سازی مس در منطقه سیستانک

خصوصیات کانی‌سازی مس در منطقه سیستانک به شرح زیر است:

- کانی‌سازی مس در سیستانک در سنگ میزبان آندزیتی

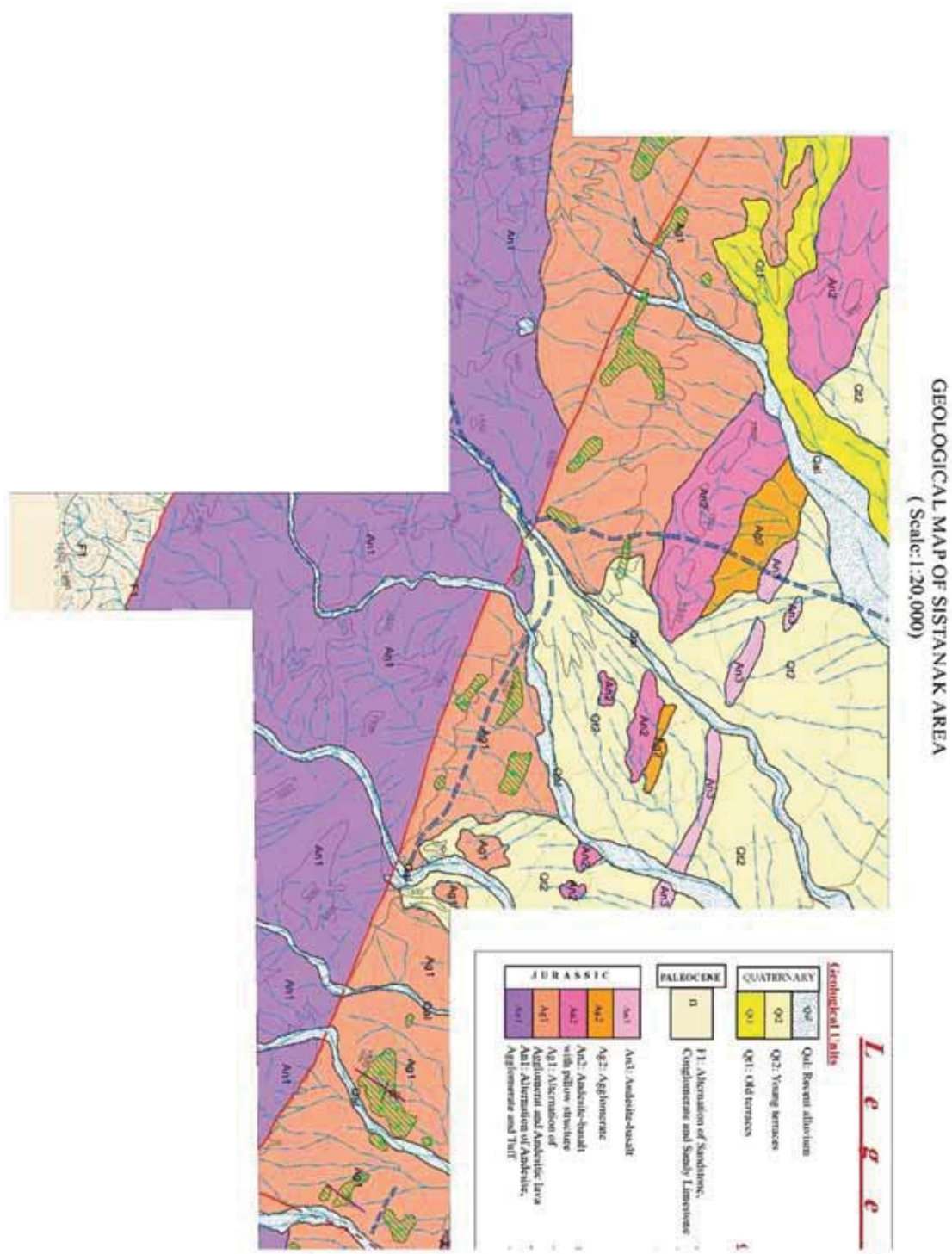
جدول ۲. نمودار توالی پاراژنزی کانسار مس سیستانک

Mineral	Late Mineralization	
	Early Hypogene	Supergene
Malachite		—————
Hematite		—————
Goite		—————
Coprite		—————
Native-Coper	—————	
Chalcocite	—————	
Chalcopyrite	—————	

نتیجه‌گیری

دگرسانی می‌باشد که این ویژگی نیز در منطقه سیستانک دیده می‌شود. فقدان گوگرد در تشکیل ذخایر مس، حالتی غیر معمول است. در ذخایر تیپ میشیگان به دلیل نبود گوگرد، مس وارد ساختار کانی‌های اکسیدی شده است. در منطقه سیستانک نیز مقدار کم گوگرد، سبب تشکیل کانه‌های اکسیدی مس می‌شود. در منطقه سیستانک اندازه آمیگدال‌های پر شده با مس در حد دو تا سه میلی‌متر می‌باشد به گونه‌ای که می‌توان در اغلب نمونه‌ها مس خالص را با چشم غیر مسلح دید. این ویژگی نیز در کانسار تیپ میشیگان با کیفیت بهتر دیده می‌شود. در مورد ژنز ماده معدنی با توجه به شناخت اولیه موجود، به نظر می‌رسد که کانی‌سازی به صورت کانسارهای تیپ میشیگان یعنی کانی‌سازی مس به صورت پراکنده و رگه و رگچه‌ای در سنگ میزبان ولکانیک و پیروکلاستیک باشد.

ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافت و سنگ میزبان کانی‌سازی در کانسار مس سیستانک که در سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا آندزیت-بازالت رخ می‌دهد و مشخصه ژئوشیمی آن، یعنی بالا بودن مس و در کل، مرور این ویژگی‌ها، بلافاصله ذخایر تیپ میشیگان شبه جزیره کونیایوی آمریکا را به خاطر می‌آورد. در کانسار تیپ میشیگان، مس طبیعی کانی اصلی است. در این کانسار، گاهی اندازه آمیگدال‌ها و رگچه‌های پر شده با مس طبیعی به ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد. در تیپ میشیگان، مس طبیعی رتبه نخست را در پاراژنز کانیایی به خود اختصاص داده است. سایر کانی‌های اکسیدی از جمله کوپریت، تنوریت و کریزولا می‌باشند. در گروه کانی‌های مس تیپ میشیگان، کانی سولفیدی مس دیده نمی‌شوند، این دو ویژگی در کانه‌های مس منطقه سیستانک صادق می‌باشد. کانی مس خالص در سیستانک جزء کانه‌های اصلی مس است. کانسار تیپ میشیگان در سطح زمین فاقد هرگونه



شکل ۲۲. نقشه ۱:۲۰۰۰۰ (شرکت زرناب اکتشاف، ۱۳۹۰)

منابع

- igneous rock and associated gold-copper mineralization. Lecture Notes in Earth Sciences. No.56.
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J., Nurry M.L., (Eds.), Continental basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich. 230-249.
 - Pearce, J.A., and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19, 290-300.
 - Peccerillo R. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineralogy and Petrology., 58, 63-81.
 - Shand, S. J., 1943. The Eruptive Rocks, John Wiley. New York.
 - Stoiber, R. E. and Davidson, E. S., 1959. Amygdule mineral zoning in the portage Lava series, Michigan copper district: Economic Geology, 54, 1250-1277; 1444-1460.
 - Stewart, M.L., and Pearce, T.H., 2004. Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. Journal of Petrology American. Min, 89, 348-351.
 - Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside - albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite. Contributions to Mineralogy and Petrology and Petrology 89:1-16 Wiley and Sons, 346.
 - Yoder, H.S., and Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology. 3,342-532.
 - برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ آبیژ، (۲۰۰۵). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهیه شده توسط اکرمی.
 - شهاب‌پور، ج. (۱۳۸۷)، زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ ص.
 - قربانی، م.، ۱۳۸۱، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، انتشارات آریز زمین، ۸۵۴ ص.
 - Cox K.G., and Bell J.D., and Pankhurst, R.G., 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
 - De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 digram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. Journal of Chemica Geology, 29, 183-210.
 - Guilbert, J., and park, C.F., 1997. The geology of ore deposits, Freeman and Company. New York, 1997.
 - Harris. N.B.W., pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986" Geochemical characteristics of collision-Zone Magmatism. In: Cowrad, M.P., RIES, A.C.(eds). Collision Tectonise". Geological Society London, Special Publication, 19, 67-81.
 - Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rock, Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (5), 523-548.
 - Morata, D., and Aguirre, L., 2003. Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (2920-30 S), Chile: Geochemistry and Petrogenesis. South American Journal of Earth Sciences., 16, 459-476.
 - Muller, D., and Groves D.I. 1997. Potassic