

زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، کانه‌زایی و مطالعه میانبارهای سیال محدوده اکتشافی مسگر آباد (جنوب خاور تهران)

معصومه نوروزی^{۱*}، محمد لطفی^۲، محمد هاشم امامی^۳، حمایت جمالی^۴ و علی عابدینی^۵

^۱ کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور؛ دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
^۳ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور؛ دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، اسلامشهر، ایران
^۴ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۶/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۲/۰۱

چکیده

منطقه مسگرآباد در ۱۰ کیلومتری جنوب خاور تهران، زون ساختاری البرز مرکزی قرار دارد. سنگ‌های برونزد یافته در این منطقه شامل واحدهای آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی به سن انوسن هستند که توسط توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف با ترکیب گرانودیوریت پورفیری تا کوارتز مونودیوریت پورفیری پس از انوسن پسین مورد هجوم قرار گرفته‌اند. این توده‌های آذرین حاوی بافت‌های پورفیری و میکروگرانولار بوده و دارای ماهیت کلسیمی-قلیایی می‌باشند. این توده‌ها ایجادکننده سیالات گرمابی هستند که بواسطه آنها سامانه دگرسانی وسیعی با روند شمال باختر-جنوب خاور در امتداد گسل امتداد لغز سه دره بزرگ توسعه یافته است. اثرات دگرسانی گرمابی بر روی کلیه واحدهای انوسن و توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف در منطقه دیده می‌شود. دگرسانی‌ها شامل سیلیسی شدن، سرسیتی شدن، کلریتی شدن، اپیدوتی شدن، اکتینولیتی شدن، آرژیلیکی شدن، کربناتی شدن و آلونیتی-ژاروسیتی شدن هستند که شرایط فیزیکی-شیمیایی مناسبی را برای نهشت کانه‌ها فراهم نموده‌اند. جایگیری توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف در سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی انوسن با تشکیل و توسعه ذخایر اسکارن، اپی‌ترمال و رگه‌های باریت همراه شده است. مطالعات کانه‌نگاری و تجزیه‌ای پیشرفته نشان می‌دهند که کانه‌زایی اپی‌ترمال شامل مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، باریت، آلپاژ مس-قلع-آهن، هماتیت، پسیلومان، جاکوپسیت، مارتیت، گوتیت و لپیدو کروزیت است. اسکارن‌زایی در این منطقه در مرحله پیش‌رونده و پس‌رونده صورت گرفته است. کانی‌های پرومتاسوماتیک آندرایت-گروسولاریت در مرحله پیشرفته ایجاد شده‌اند و کانی‌هایی نظیر هماتیت، اپیدوت، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت، کلسیت، کوارتز، پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت در مرحله پس‌رونده تشکیل شده‌اند. مطالعات ترمومتری بر روی رگه‌های باریت به عنوان تنها کانی حاوی میانبار سیال آشکار می‌کند که اختلاط سیالات با شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت عامل اصلی کانه‌زایی اپی‌ترمال در منطقه بوده است.

کلیدواژه‌ها: توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف، اپی‌ترمال، اسکارن، گارنت، میانبارهای سیال، مسگرآباد، تهران، ایران.

E-mail: masoumeh.norouzi63@gmail.com

*نویسنده مسئول: معصومه نوروزی

۱- پیش‌نویس

منطقه مسگرآباد، با طول جغرافیایی "۱۶'۳۶'۵۱" تا "۴۱'۳۱'۵۱" خاوری و عرض جغرافیایی "۲۴'۳۵'۳۵" تا "۴۱'۳۷'۳۵" شمالی، در شهرستان ری، ۱۰ کیلومتری جنوب خاور تهران قرار دارد. این منطقه از نظر زمین‌ریخت‌شناسی، تپه‌ماهوری و کم‌ارتفاع است. وجود خاک صنعتی، سنگ‌لاشه، سنگ مالون، آهک و رس به عنوان مواد اولیه کارخانه سیمان تهران و سنگ‌های تخیری (گچ) سبب شده است که منطقه مسگرآباد از دیرباز از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی مورد توجه پژوهشگران مختلف قرار بگیرد. از طرفی، حضور سامانه دگرسانی گسترده، رگه‌های باریت، کلاهدک آهنی و کانی‌سازی گارنت بر اهمیت اقتصادی این منطقه افزوده است.

از نکات قابل ذکر در مورد زمین‌شناسی این منطقه می‌توان به عدم تفکیک واحدهای سنگی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران (شکل ۱) اشاره نمود. در این پژوهش، با استفاده از مشاهدات صحرایی، بررسی عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای و تهیه و مطالعه مقاطع نازک از واحدهای سنگی، در ابتدا نقشه ۱:۲۵۰۰۰ تهیه شد (شکل ۲). سپس با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی مبادرت به بررسی پتانسیل‌های اقتصادی حاضر در این منطقه گردید. این نوشتار اطلاعات به نسبت جامعی از ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی و میانبارهای سیال توده نفوذی نیمه‌ژرف و آتشفشانی از منطقه مسگرآباد را ارائه می‌دهد. امید است نتایج این پژوهش بتواند در معرفی این منطقه به عنوان یک محدوده در اولویت اکتشاف مفید و مؤثر واقع شود.

۲- روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی می‌باشد. به منظور تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، ۵۴ مقطع نازک از واحدهای آتشفشانی، رسوبی و توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف، ۳۳ مقطع صیقلی از رخنمون‌های کانه‌دار تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان در پژوهشکده علوم زمین مطالعه شدند. مطالعات کانی‌شناسی تکمیلی با استفاده از آنالیز XRD بر روی ۱۵ نمونه در سازمان زمین‌شناسی کشور و شرکت تحقیقات کانی‌شناسی و زمین‌شناسی کانپژوه انجام شد. سپس به منظور مطالعات ژئوشیمیایی مقادیر عناصر اصلی و فرعی ۱۰ نمونه به روش XRF و ۱۵ نمونه به روش ICP-OES در سازمان زمین‌شناسی کشور آنالیز شدند. ۶ نمونه نیز برای تهیه مقاطع دوبرصیقل و انجام مطالعات میانبار سیال، و دو نمونه برای آنالیز الکترون‌پروپ به منظور بررسی وجود طلا، به مؤسسه تحقیقات پیشرفته فراوری مواد معدنی ایران ارسال گردید.

۳- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مسگرآباد بخشی از پهنه البرز مرکزی می‌باشد (Engalene, 1968). این پهنه در اواخر کرتاسه-پالئوسن متحمل چین‌خوردگی شدیدی شده و به تدریج در انوسن وضعیت کششی در آن حاکم شده است. ماحصل این وقایع سبب شده است که دریایی کم و بیش ژرف این پهنه را فرا بگیرد (Stocklin, 1968). فعالیت‌های آتشفشانی انوسن در این دریای کم و بیش ژرف موجب رسوب‌گذاری مواد آذرآواری در اطراف و گدازه‌های

کلسیمی - قلیایی در وسط حوضه حوضه شده است (بلوریان، ۱۳۷۱).

در ارتباط با زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه می‌توان گفت در راستای تشکیل محیط‌های رسوبی ائوسن، فعالیت‌های ماگمایی به صورت گدازه‌های آتشفشانی و مواد آذرآواری روی داده که حاکی از فعالیت آتشفشان‌های زیردریایی است. بیشتر واحدها در این محدوده سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی پالئوسن - ائوسن هستند. پس از طی مراحل سنگ‌شدگی حوضه یادشده، در اثر رخداد کوهزایی پیرنن در ائوسن بالایی - الیگوسن زیرین، حوضه دریایی ائوسن پسروی کرده و نوعی بالاآمدگی بر اثر نفوذ توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف روی داده است. رخداد شکستگی در سنگ‌ها بر اثر جایگزینی توده نفوذی نیمه‌ژرف، شرایط لازم برای خروج محلول‌های گرمابی از توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف و تهاجم این محلول‌ها به سنگ‌های پیرامون و توسعه دگرسانی‌های گرمابی گسترده را فراهم نموده است. سنگ‌های رخنمون‌یافته شامل سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی، سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت، تراکی - آندزیت، لاتیت - آندزیت و داسیت)، واحدهای آذرآواری (توف، توف شیلی هورنفلسی و توف با فلو کلاست‌های بلورین و قطعات سنگی بیگانه)، واحدهای سنگی رسوبی ائوسن (سنگ آهک، ماسه‌سنگ و کنگلومرا) و توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف پورفیری با ترکیب گرانودیوریت تا کوارتز مونزودیوریت پورفیری و دایک‌های مونزودیوریتی می‌باشد (شکل ۲). در این بخش به طور خلاصه به توصیف سنگ‌شناسی واحدها پرداخته می‌شود:

۳-۱. واحدهای رسوبی پالئوسن - ائوسن (Es, Eht)

سرآغاز دوران ترشیری، یک کنگلومرای چند منشأیی با شیب به سوی شمال باختر پالئوسن تا لوتسین است (داوری، ۱۳۶۶)، که با یک دگرشیبی زاویه‌دار بر روی بخش آهکی - مارنی کرتاسه بالا قرار گرفته است. سنگ آهک ائوسن به واسطه تزریق توده نفوذی نیمه‌ژرف دچار تغییر و تحول و دگرسانی شده و به ندرت قابل رؤیت است.

۳-۲. توف‌های ائوسن (Et)

توف‌های ائوسن ترکیب اسیدی تا حدواسط داشته و ساختار آنها از توف تا توف بلورین دانه‌ریز متغیر است. رنگ قرمز، زرد و قهوه‌ای در سطح ناشی از توسعه دگرسانی ژاروسیتی - آلونیتی در توف‌ها است.

توف‌های اسیدی حاوی پیریت‌های اکسیده شده بوده و به صورت تناوبی از نوارهای سفید رنگ دانه درشت و نوارهای صورتی رنگ ریزدانه مشاهده می‌شوند. گاه این توف‌ها حاوی حفره‌های بسیار ریز هستند. توف‌های منطقه بیشتر از نوع بلورین (شکل ۳-الف) و در برخی موارد از نوع سنگی و یا شیشه‌ای می‌باشند. فلو کلاست‌ها در آنها شامل سائیدن، هورنبلند، بیوتیت اپاسیتی شده و کانی‌های کدر بوده (شکل ۳-ب) که در یک زمینه‌ای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز به شدت آرزلیکی شده و کوارتز توزیع شده‌اند. بیشترین زمینه بافتی آنها ویتروکلاستیک است که در آن بلورهای آواری و قطعات بیگانه قابل مشاهده هستند (شکل ۳-پ). دگرسانی‌های سیلیسی، آرزلیکی، کربناتی، آلونیتی - ژاروسیتی و اوپاسیتی و به میزان محدود کلریتی و سریسیتی در این توف‌ها توسعه یافته‌اند.

۳-۳. آندزیت و لاتیت - آندزیت‌های ائوسن (EV)

این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریتیک و گاه میکرولیتیک بوده و رنگ آنها خاکستری روشن است. درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز و کانی مافیک (آمفیبول و بیوتیت) می‌باشند. پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین) به عنوان فراوان‌ترین درشت‌بلور، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و گاه منطقه‌ای بوده (شکل ۳-ت) و متحمل دگرسانی سریسیتی و آرزلیکی شده‌اند. اپیدوت و کلسیت از دیگر محصولات دگرسانی پلاژیوکلازها محسوب می‌شوند. اسفن به عنوان یک کانی فرعی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. دگرسانی

کانی‌های مافیک به کلریت خیلی رایج است (شکل ۳-ث). گاه در خمیره سنگ تجمعی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و دیگر کانی‌ها که معرف بافت گلو موروپورفیریتیک است، قابل رؤیت می‌باشد (شکل ۳-ج). ترمولیت - اکتینولیت رشته‌ای مهمترین کانی مافیک در این سنگ‌ها است که توسط کلسیت، اکسیدهای آهن و سریسیت جانشین شده است (شکل ۳-ح).

۳-۴. داسیت (EV)

داسیت با رنگ کرم متمایل به صورتی و با بافت پورفیروئید، دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و اورتوز است. از نظر میکروسکوپی، این سنگ دارای بافت پورفیریتیک و میکرولیتیک است. درشت‌بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز (آلیت - الیگوکلاز با بافت ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه‌بندی) هستند که به طور گسترده به کانی‌های رسی و سریسیت و به ندرت به اپیدوت تجزیه شده‌اند. کوارتز به صورت تبلور دوباره و بی‌شکل، شفاف و گاه با حاشیه خلیجی مشاهده می‌شود. خوردگی خلیجی کوارتز به علت کاهش فشار در هنگام بالا آمدن ماگما و یا در نتیجه رشد غیرتعادلی ایجاد شده است (Nelson & Mantana, 1992). برخی دانه‌های کوارتز حاوی رگچه‌هایی از کلسیت هستند. آمفیبول (شکل ۳-خ) در این سنگ در اثر دگرسانی به کلسیت، کلریت، اکسید آهن و به ندرت به اپیدوت تبدیل شده است. زمینه سنگ از کانی‌های کوارتز - فلدسپار ریزبلور و یا از میکرولیت‌هایی از پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، کانی‌های تیره، سریسیت و اکسید آهن تشکیل شده است. بیوتیت و آپاتیت از کانی‌های نادر در این سنگ هستند. بیوتیت گاه در اثر دگرسانی به هیدروکسید آهن و کلسیت تبدیل شده است (شکل ۳-د). دگرسانی آلونیتی - ژاروسیتی در این سنگ بسیار رایج است. از کانی‌های ثانویه و فرعی در این سنگ می‌توان به ترتیب به لوکوکسن و اسفن اشاره کرد. آمفیبول‌ها در برخی موارد کلریتی شده‌اند.

۳-۵. توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف (OL-grm)

رخنمون‌هایی آشکار از سنگ‌های نفوذی نیمه‌ژرف در شمال به شکل دایک و در مرکز، شمال و شمال‌خاور به صورت استوک، شناسایی شد که دارای آنکلاوهای از جنس خود سنگ نیز می‌باشند. این توده‌ها با گسترش و رخنمون محدود در بین واحدهای آتشفشانی و رسوبی منطقه جایگیری نموده‌اند (شکل ۲). از نظر بافتی، این سنگ‌ها ویژگی‌های نیمه‌ژرف را دارا بوده و دارای ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز (آندزین - الیگوکلاز) با زون‌بندی مشخص (شکل ۴-الف)، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز)، کوارتز، آمفیبول ترمولیتی - اکتینولیتی (شکل ۴-ب) و بیوتیت هستند. زمینه آنها تمام بلور (هولوکریستالین) دانه متوسط است. سریسیت، ترمولیت - اکتینولیت، اکسید آهن، کانی‌های رسی، کلسیت، کلریت و در مقادیر کم سیلیس و اپیدوت به عنوان محصولات دگرسانی در این سنگ‌ها رایج هستند. همچنین تجمع پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها سبب ایجاد بافت گلو موروپورفیریتیک شده است (شکل ۴-پ).

۳-۶. دایک‌های محدوده مورد مطالعه (d-md)

چندین دایک هم راستا در شمال محدوده مورد مطالعه مشاهده شدند. این دایک‌ها از نظر ترکیب تا حدودی با هم مشابه بوده و گاه دارای شکستگی‌هایی هستند که با اولیژیست پر شده‌اند. در برخی دایک‌ها سسترا ۵ متر و در جایی دیگر به ۱۰ متر هم می‌رسد. این دایک‌ها با امتداد N-۶۰-W در داخل ماسه‌سنگ‌های پالئوسن تزریق شده‌اند و با روند کلی منطقه انطباق دارد. رنگ این نمونه‌ها در عملیات صحرایی سبز تیره و درشت‌بلور اصلی مشاهده شده پلاژیوکلاز است. ترکیب این دایک‌ها با استفاده از نمودار (De la Roche et al., 1980) مونزودیوریت و مونزونیت پورفیری است (شکل ۵-الف) و در مطالعات میکروسکوپی نیز این نام‌ها به سنگ داده شد. بافت آنها میکرولیتی پورفیریتیک تا پورفیروئید است. درشت‌بلور اصلی آن پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک، کانی‌های اپیک فراوان، آلکالی

۵-۲. سولفیدها

فراوان‌ترین کانی سولفیدی پیریت با بافت پراکنده، باقی‌مانده و انتشاری است. بیشتر پیریت‌ها از حاشیه‌ها خوردشدگی نشان می‌دهند و به گوئیت و لپیدوکروزیت (به صورت هم‌شدگی) تبدیل شده‌اند (شکل ۶-ب) و برخی نیز خرد شده و طی فرایند برونزاد توسط ژاروسیت و هماتیت جایگزین شده‌اند. آنالیزهای XRD نشان از حضور کوارتز، فلدسپار، ژاروسیت و هماتیت در نمونه‌های مورد مطالعه دارد (جدول ۳). گاه نیز شدت هوازگی آنقدر زیاد بوده که ایجاد هیدروکسیدهای نهان بلورین کرده است (شکل ۶-پ). دومین کانی سولفیدی دیده شده کالکوپیریت است که به ندرت در داخل توده نفوذی نیمه‌ژرف، رگه‌های باریتی، آندزیت‌ها و همراه با پیریت و گاه همراه با دگرسانی آلونیتی-ژاروسیتی دیده شد (شکل ۶-ت) و همچنین تبدیل شدگی کالکوپیریت از حاشیه به بونیت و کالکوسیت دیده می‌شود (شکل ۶-ج).

۵-۳. اکسیدهای آهن و اکسیدهای آبدار منگنز و باریم

با پایان یافتن مرحله گرمایی، عوامل جوی تأثیر نموده و کانی‌های سولفیدی اکسید شده و باعث آزاد شدن یون سولفات شده است. دگرسانی برونزاد به شدت بر پیریت اثر نموده، به طوری که گاه به طور کامل آنها به گوئیت و لپیدوکروزیت تبدیل شده‌اند (شکل ۶-ه). از دیگر اکسیدها می‌توان به جاکوپسیت اشاره کرد که توسط رگه پسیلوملان قطع شده است (۶-خ و د).

۵-۴. ترکیب آلیازی مس - قلع - آهن

با توجه به مطالعات کانه‌نگاری و الکترون میکروپروب ترکیب مس - قلع - آهن (شکل ۷-الف) در ارتباط با واحدهای توفی در دو بخش نزدیک به توده نفوذی (حاشیه توده نفوذی) و دور از توده نفوذی و در ارتباط با رگه - رگچه‌های استوک‌ورکی از نوع آلونیت - ژاروسیت و سیلیسی با بافت شکافه پرکن و با پرشدگی از نوع متقارن یافت شد که آنالیز XRD به حضور کوارتز، فلدسپار و ژاروسیت اشاره دارد (جدول ۳).

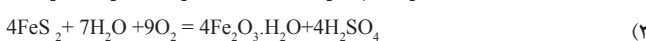
۵-۵. کانه‌زایی باریت

در محدوده مورد مطالعه طول کانه‌زایی باریت با امتداد شمال باختری - جنوب خاوری قابل ملاحظه بوده ولی سبزی آن زیاد نیست (شکل ۸-الف). باریت دارای بافت کوکاد بوده و در سنگ‌های آندزیتی با دگرسانی بسیار ضعیف توسعه یافته است (شکل ۸-ب). رگه‌های باریتی گاه همراه با دولومیت، کلسیت و کوارتز همراهی می‌شوند (شکل ۸-ج و جدول ۳). با توجه به قطع‌شدگی واحدهای ائوسن توسط کانه‌زایی باریت، زمان آن مربوط به پس از ائوسن می‌باشد.

همیافتی آلونیت - ژاروسیت، سرسیت، کائولینیت، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و باریت بیان‌گر این امر است که سنگ‌های آتشفشانی اسیدی در یک محیط با فعالیت بالای H^+ و SO_4^{2-} دگرسان شده‌اند.

سیالات اسید - سولفاتی ممکن است حاصل آب‌های داغ شده با بخار، به هنگام فعالیت سیال گرمایی، یا ناشی از هوازگی کانی‌های سولفیدی بعد از فعالیت‌های گرمایی باشند (Hedenquist et al., 2000).

در محدوده مطالعاتی می‌توان اسیدیته بالای محیط را ناشی از اکسیداسیون سولفیدها در شرایط هوازگی دانست که در رابطه ۱ و ۲ نمایش داده می‌شود.



و در نهایت اسید به اندازه کافی برای شستشوی Al از سنگ میزبان فراهم (Henley and Ellis, 1983) و سبب تشکیل آلونیت، ژاروسیت و کائولینیت می‌شود. دمای سیال برای اسیدشویی مؤثر بین ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Stoffregen, 1987 نقل از Hennig et al., 2008).

۶- اسکارن

کانسارهای اسکارن عموماً به وسیله فعالیت متاسوماتیک در تماس بین

فلدسپار (ارتوز - سانیدین) با ماکل کارلسباد به میزان خیلی کم و آمفیبول و بیوتیت (شکل ۴-ت) به عنوان کانی مافیک است. تبدیل شدگی پلاژیوکلاز به سرسیت در کل مقطع و تبدیل شدگی به کربنات نیز در برخی بخش‌ها مشاهده شد. آمفیبول‌ها به کلریت و کربنات و گاه به کانی اپیک تبدیل شده‌اند. در برخی بخش‌ها حفره‌ها با کلسیت پر شده است (شکل ۴-ث). بیوتیت مشاهده شده در سنگ که فراوان‌ترین کانی مافیک است دارای انکلوzyون‌هایی از جنس آپاتیت است و تبدیل شدگی به کلریت و کانی‌های رسی در آن مشاهده می‌شود. دگرسانی‌های دیده شده کلریتی، کربناتی، سرسیتی و آرژیلیکی است. از دیگر بافت‌های دیده شده بافت گلوپورفیریک است که از تجمع مافیک‌ها ایجاد می‌شود. در بخشی از این واحدها جمعی از کانی‌های اپیک (پیریت) همراه با دگرسانی کلریت مشاهده می‌شود (شکل ۴-ج). می‌توان گفت در راستای کلریتی شدن این سنگ‌ها که در آن کانی‌های مافیک به کلریت تبدیل می‌شوند، کانی‌سازی سولفیدی از جمله پیریت شکل می‌گیرد. گاه این دایک‌ها به شدت سرسیتی و سیلیسی شده است که سیلیسی شدن در راستای سرسیتی شدن انجام گرفته است و نیز فلدسپار پتاسیم به طور آشکار در آن دیده می‌شود.

۴- سری ماگمایی و طبقه‌بندی سنگ‌ها

با توجه به تجزیه‌های شیمیایی انجام شده (جدول ۱ و ۲) و رسم نمودار مجموع $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) ترکیب سنگ‌شناسی در محدوده گرانودیوریت پورفیری، کوارتز مونزودیوریت پورفیری و کوارتز مونزویت پورفیری قرار می‌گیرند (شکل ۵-ب).

با رسم نمودار مثلثی AFM از Irvin and Baragar (1971) سنگ‌های نفوذی نیمه‌ژرف و سنگ‌های آتشفشانی در محدوده کلسیمی - قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵-پ). همچنین همان‌طور که در شکل‌های ۵-ت و ج دیده می‌شود، در نمودار $Al / Ca + Na + K$ در برابر $Al / Na + K$ (Shand, 1943) بیشتر نمونه‌ها در محدوده متآلومین قرار دارند.

۵- کانی‌سازی اپی‌ترمال

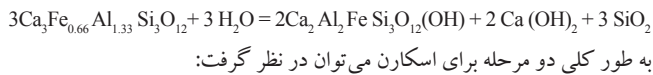
کانی‌سازی در محدوده مطالعاتی منحصر به سنگ‌شناسی خاصی نیست به طوری که سنگ اولیه تحت یک عامل فشارشی مانند نفوذ توده نفوذی خرد شده و شکستگی‌هایی در آن ایجاد شده که این شکستگی‌ها به عنوان محیط کم فشار میزبان سیالات پرفشار شده است. سیالات پرفشار در واقع سیالات پرسیلیسی هستند که ایجاد کانه‌زایی کرده‌اند. سیال پس از قرارگیری در داخل ریزشکاف‌ها و تغییر شرایط فیزیکی شیمیایی، باعث نهشت کانه‌های سولفیدی شده است. مطالعات کانه‌نگاری از نمونه‌های برداشت شده از زون‌های کانی‌سازی را می‌توان در دو مجموعه درونزاد و برونزاد قرار داد. کانه‌های درونزاد شامل مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، بونیت، آلیاژ مس - قلع - آهن، هماتیت و کانه‌های برونزاد شامل مارتیت، کالکوسیت، گوئیت، لپیدوکروزیت، پسیلوملان، جاکوپسیت، مالاکیت، هیدروکسید آهن و هماتیت است.

۵-۱. مگنتیت

کانه مگنتیت دانه‌های پراکنده و اتومورفی هستند که درون سنگ نفوذی نیمه‌ژرف یافت شد که بخش بیشتر آن مارتیتی شده بود و آثار باقی‌مانده مگنتیت در آن دیده می‌شد (شکل ۶-الف). وجود بافت‌های افشان و خودشکل در مگنتیت می‌تواند دلیلی برای تشکیل آن به صورت اولیه باشد (Clarke, 1992). به علت شرایط دگرسانی شدید پدیده مارتیتی شدن در کانه مگنتیت دیده می‌شود. مارتیتی شدن دلیلی برای شرایط اکسیداسیون است (Carig and Vaughan, 1981).

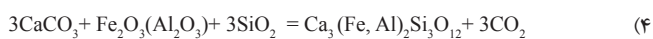
(شکل ۹- پ). و در همبندی با این واحد غنی از گارنت (شکل ۹- ت)، دگرسانی پس‌رونده گسترده‌تری قابل توجهی دارد و گاه گارنت کاملاً به اپیدوت تبدیل شده است که می‌توان سنگ حاصل را اپیدوتیت نامید (شکل ۹- ث).

هیدرولیز گارنت و تشکیل اپیدوت بدون حضور دیگر کانی‌ها نیز توسط Lentz et al. (1995) در رابطه ۳ پیشنهاد شده است:



به طور کلی دو مرحله برای اسکارن می‌توان در نظر گرفت:

– **مرحله پیش‌رونده:** در این مرحله گارنت در نمونه دستی به صورت بلورین و به رنگ قهوه‌ای تا زرد مایل به قهوه‌ای دیده می‌شوند و در مشاهدات میکروسکوپی گونه‌ای از گارنت‌های خودشکل تابی شکل (آندرادیت و گروسولار) به صورت ایزوتروپ و ایزوتروپ و بافت گرانولاستیک و با منطقه‌بندی دیده می‌شوند (شکل ۹- ج) و بر اثر ورود متاسوماتیکی آهن به جای گروسولار، آندرادیت در سنگ‌های اسکارن به وجود می‌آید (حضور آندرادیت توسط مطالعات پراش اشعه ایکس (XRD) تأیید شده است) (جدول ۳). رابطه ۴ (Deer et al., 1991) نیز به سادگی رخداد آنها را نشان می‌دهد. آندرادیت از دگرگون شدن سنگ‌های آهنی ناخالص در دگرگونی مجاورتی و بیشتر در اسکارن‌ها دیده می‌شود. همچنین آندرادیت نشان‌دهنده محیط‌های اکسیدان است و چیرگی آن از اکسیدان بودن محیط تشکیل گارنت‌ها حکایت دارد (Liu et al., 2016).



(Deer et al. (1991) و Einaudi et al. (1981) تشکیل گارنت گروسولاریت و آندرادیت را به افزوده شدن SiO_2 و Fe_2O_3 به سنگ آهنک مربوط دانسته است و این که آلومینیم و سیلیس باید توسط سیالات گرمابی افزوده شده باشد. Deer et al. (1991) تشکیل آندرادیت را طبق رابطه ۵ بیان می‌کند.



گارنت در کانسارهای اسکارن معمولاً الگوی زون‌بندی شیمیایی را نشان می‌دهد که ممکن است شرایط فیزیکی شیمیایی در طول تبلور گارنت و یا تغییر ترکیبات سیال در زون رشد بعدی را ثبت کند (Jamtveit et al., 1993; Crowe et al., 2001; Nakano et al., 1989).

– **مرحله پس‌رونده:** در اعماق کمتر اسکارن‌ها به طور فراینده‌ای با ساختارهای شکننده کنترل می‌شوند و مجموعه کانی‌ها اکسیده‌تر و دگرسانی پس‌رونده آسان‌تر با آب‌های زیرزمینی انجام می‌شود (Ray and Webster, 1991).

Murakami (2005) اشاره می‌کند اسکارن پس‌رونده معمولاً از نظر ساختاری کنترل می‌شود و در تشکیل اپیدوت، آمفیبول و کلریت نقش دارد و کانی‌های پس‌رونده اغلب اوقات ساختار رگه‌ای (رگه‌های کلسیت و ترمولیت - اکتینولیت) نشان می‌دهد که گارنت‌های مرحله پیش‌رونده را قطع می‌کنند و در محدوده مطالعاتی نیز مشاهده شد (شکل ۹- ح).

کانه‌زایی فلزی در این مرحله تنها دارای هماتیت، پیریت و به ندرت کالکوپیریت و کالکوسیت است. هماتیت‌ها به صورت رگه و رگچه‌هایی است که آندرادیت - گروسولار را قطع می‌نمایند (شکل ۹- خ) و یا به شکل شعاعی می‌باشند (شکل ۹- د). اپیدوت در غالب اسکارن‌ها وجود دارد و در بیشتر موارد در اثر دگرسانی یا واکنش‌های برگشتی گارنت‌ها و گاه کلینوپیروکسن‌ها شکل می‌گیرد. حضور فراوان اپیدوت و کوارتز شاهدی بر فوگاسیته بالای اکسیژن و در نتیجه اکسیدان بودن محیط تشکیل اسکارن‌ها است.

یک واکنش احتمالی دیگر برای تشکیل اپیدوت در اسکارن‌ها از سوی Atkinson and Einaudi (1978) با رابطه ۶ معرفی شده است:



کربنات و سنگ‌های ماگمایی یا در رگه‌های کربناتی در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها تشکیل می‌شوند (Meinert et al., 2005). تعریف یک سنگ به عنوان اسکارن بر اساس کانی‌شناسی است و کانی‌شناسی غالب، معمولاً گارنت و پیروکسن است (Meinert, 1992) و لزوماً یک محیط زمین‌شناسی ویژه و یا یک پروتولیت ویژه را مشخص نمی‌کند و همچنین Murakami (2005) در تعداد زیادی از کانی‌سازی‌های اسکارن نه تنها گارنت و پیروکسن بلکه کانی‌های گروه اپیدوت و آمفیبول را مهمترین کانی‌ها برای تشخیص سیستم تشکیلات اسکارن می‌داند. گارنت می‌تواند مستقیماً از ماگما تبلور شود یا از دگرگونی سنگ‌ها، اما جایگاه اصلی تشکیل آنها در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، مجاورتی و اسکارن‌ها است (Rouse, 1986). در محدوده مورد مطالعه، تزریق توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف در امتداد گسل‌ها (شکل ۹- الف) در شیل‌های توفی و توف‌ها آنها را هورنفلسی و بلورین و در واحدهای آهنی و آهنک دولومیتی اتوسن، علاوه بر بلورین کردن آنها ایجاد اسکارن (گارنت) کرده است که در منطقه با برجستگی مشخص تر نسبت به دیگر واحدها قرار گرفته‌اند. تشکیل این واحدها همراه با شکستگی‌های شکننده همراه است که باعث افزایش نفوذپذیری سیالات گرمابی خارج شده از توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف می‌شود و در این مرحله گارنت (آندرادیت - هیدروگروسولار) و همزمان با سرد شدن توده با دخالت سیالات جوی، دگرسانی پس‌رونده مجموعه کانی‌های پیش‌رونده اتفاق می‌افتد که همراه با تشکیل اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت، کلسیت، کلریت، هماتیت و کوارتز است و بر اساس مطالعات میکروسکوپی در این مرحله کانی‌های سولفیدی مانند پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت نیز شکل می‌گیرد.

حضور مقادیر قابل توجه Fe در آهنک‌های دولومیتی گارنت‌دار و حضور ریزدانه‌های سیدریت همراه با آنها می‌تواند ناشی از واکنش این سنگ‌ها با سیالات گرمابی در شرایط کاهشی باشد. در حالت کاهشی آهن و منگنز دو ظرفیتی به دلیل کوچک بودن این دو یون نسبت به منیزیم و کلسیم به آسانی در داخل ساختمان دولومیت جای می‌گیرند. این موضوع می‌تواند منجر به تمرکز نسبی بالای این دو عنصر در دولومیت شود حتی زمانی که غلظت آنها نسبتاً پایین است (James and Jones, 2015) (شکل ۹- ب). وجود آهن ناشی از همبندی توده نفوذی با این واحدها می‌باشد و فراوانی آهن حتی در تصاویر پردازش شده ماهواره‌ای نیز تأیید شده است. انطباق گسترده‌ای بین ترکیبات سنگ آذرین و محتوای فلزی اسکارن‌های وابسته توسط چندین پژوهشگر توصیف شده است که می‌توان به Martin-Izard et al. (2000) و Meza-Figueroa et al. (2003) اشاره کرد. اسکارن‌های کلسیک با توده‌های نفوذی غنی از آهن همراه هستند که درون سنگ‌های آهنکی نفوذ کرده‌اند (Meinert, 1992) و همچنین اسکارن‌های کلسیک، گارنت، پیروکسن و مقادیری اپیدوت و اکتینولیت دارند که همگی آنها غنی از آهن هستند (Purtov et al., 1989).

همچنین با توجه به این که اسکارن جانشین سنگ‌های کربناتی واقع در نزدیکی توده نفوذی شده است و بر مبنای مطالعات میکروسکوپی و صحرایی و این که گارنت در سنگ‌های دیواره میزبان است می‌توان گفت اسکارن‌زایی بیشتر به صورت برون اسکارن است.

فراوان‌ترین کانی در محدوده مطالعاتی گارنت است که کانی اصلی در بیشتر کانسارهای اسکارن کلسیک است و به نظر می‌رسد نقش بسیار مهمی در کنترل واکنش‌های شیمیایی دارد و سبب تشکیل سولفیدها و اکسیدها می‌شود (Nakano, 1989; Einaudi et al., 1981). گاه در واحد آهنکی این کانی آن قدر زیاد می‌شود که توده تک کانیایی را تشکیل می‌دهد و می‌توان آن را گارنتیت/تاکتیت (اسکارن سرشار از گارنت) نامید

Wilkinson (2001) داده‌های میانبرهای سیال را برای شناسایی و محدود کردن فرایندهای لازم برای ته‌نشینی کانی‌ها از یک محلول فوق اشباع در یک حجم محدود سنگ به کار برده است (شکل ۱۱-ث). محور افقی این نمودار مقدار درصد وزنی کلرور سدیم و محور قائم دمای همگن شدن سیال‌ها را نشان می‌دهد. با توجه به این که سیال گرمابی با سیال‌های دارای حرارت و شوری کمتر از خود ترکیب می‌شود، مسیر حرکت سیال به سمت خط ۱ خواهد بود و نشان‌دهنده اختلاط سیالات است (شکل ۱۱-ج).

۸- نتیجه‌گیری

جایگیری توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف اسیدی در سنگ‌های ائوسن به ویژه سنگ‌های آهکی ایجاد اسکارن از نوع کلسیک کرده است و در آن فراوان‌ترین کانی‌ها گارنت (آندرادایت و کمتر گروسولار) و اپیدوت است. دو مرحله اسکارن پیش‌رونده و پس‌رونده در این محدوده قابل شناسایی است.

با وجود گسترش اسکارن کانی فلزی عمده شامل هماتیت، پیریت و کالکوپیریت به مقدار کم است و ارزش اقتصادی ندارد. اما با توجه به درشت بودن و عیار بالای گارنت‌ها، می‌تواند به عنوان سنگ نیمه‌قیمتی و گاه در جایی که سنگ به تاکنیت تبدیل می‌شود از دید کاربرد صنعتی مورد توجه باشد. گسترش آندرادایت در محدوده مطالعاتی و با توجه به استفاده از آندرادایت که تا حدی جایگزین ماسه سیلیسی در بازار شده (چون دارای مشکل بهداشتی استنشاق غبار سیلیسی نیست) پیمایش و مطالعات بیشتر روی این رخنمون‌ها پیشنهاد می‌شود.

در ارتباط با کانه‌زایی اپی‌ترمال می‌توان گفت با توجه به پیمایش‌های سطحی کانه‌زایی فلزی بسیار محدود است. بخش بیشتر کانه‌زایی به شکل رگه‌های باریتی در سطح زمین رخنمون دارد. وجود رگه‌های باریتی، سیلیسی، دگرسانی آرزلیکی فراوان و کلاهدک آهنی می‌تواند نوید بخش کانه‌زایی در ژرفا باشد و مطالعات بیشتر پیشنهاد می‌شود. با مطالعات میکروترمتری میانبرهای سیال بر روی کانی باریت، بیشترین فراوانی میانبرهای سیال در محدوده ۹-۸ میکرون و دمای همگن شدن ۱۴۰-۱۲۰ درجه سانتی‌گراد است. عوامل کنترل‌کننده معدنی در مرحله اول، توده نفوذی نیمه‌ژرف است که گسترش آنها بیشتر در راستای گسل‌ها است و طبیعتاً سیال‌های وابسته به این توده‌ها در راستای گسل‌ها فعالیت بیشتری داشته‌اند و به همین دلیل است که گسترده‌گی دگرسانی‌ها در روند شمال باختر- جنوب خاور یعنی همان روند گسترش گسل‌ها است.

پس می‌توان گفت که عامل کانه‌زایی به ترتیب توده نفوذی نیمه‌ژرف، گسل‌ها، ماهیت سیالات گرمابی و اختلاط سیالات کانه‌زا است که باعث رقیق شدن این سیالات و تشکیل ماده معدنی شده است و هجوم سیالات غنی از سیلیس حاصل مرحله پایانی فعالیت گرمابی، سبب توسعه رگچه‌های سیلیسی در منطقه شده است.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند تا از سازمان زمین‌شناسی کشور برای فراهم نمودن امکانات و از سرکار خانم مهندس سهیلا آقاچانی در مرکز تحقیقات پیشرفته فرآوری مواد معدنی ایران برای انجام آنالیز میانبرهای سیال سپاسگزاری نمایند.

پاراژنز کانیایی فازهای اسکارنی پیش‌رونده و پس‌رونده طبق جدول ۴ تعریف شده است.

۷- میانبرهای سیال

تحقیقات میکروسکوپی برای مطالعات میانبر سیال بر روی ۲۸ میانبر سیال در کانی باریت صورت پذیرفت. اندازه‌گیری پارامترهای دمایی به کمک استیج (Stage: THMS600) گرم‌کننده و منجمدکننده با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ Zeiss نصب است صورت گرفت، دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. در این مطالعه تنها از سیالات درگیر غنی از مایع جهت اندازه‌گیری دمای همگن شدن (Th)، محدوده اولین نقطه ذوب یخ (Te) و محدوده آخرین نقطه ذوب یخ (Tm) و در یک مورد سیالات درگیر ۳ فاز استفاده شد. انجماد نهایی میانبرهای سیال تا دمای ۹۰- تا ۱۰۵- درجه سانتی‌گراد صورت گرفت.

به طور کلی از لحاظ شکل ظاهری، میانبرهای سیال در نمونه‌های باریت را می‌توان با توجه به پارامترهای (Shepherd et al (1985), Roedder (1984) به ترتیب فراوانی به میانبرهای سیال با شکل بلورین منفی، اشکال کروی، اشکال کشیده و باریک و دارای شکل نامنظم تقسیم کرد. در این نمونه‌ها، میانبرهای سیال بیشتر به صورت اشکال کشیده و نامنظم دیده می‌شوند.

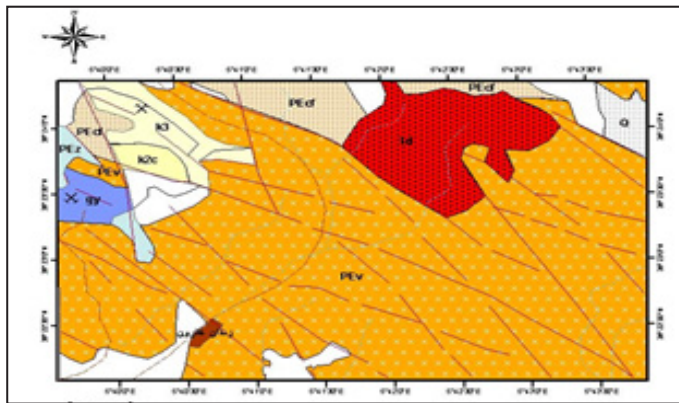
انواع میانبرهای سیال شامل نوع A: تک فاز مایع (Liquid) (شکل ۱۰-الف)، نوع B: دو فاز مایع-گاز (Liquid rich) (شکل ۱۰-ب)، نوع C: دو فاز مایع-گاز (Vapor rich)، نوع D: سه فاز مایع-گاز-جامد (شکل ۱۰-ج) است.

۷-۱. تفسیر میانبرهای سیال محدوده مطالعاتی

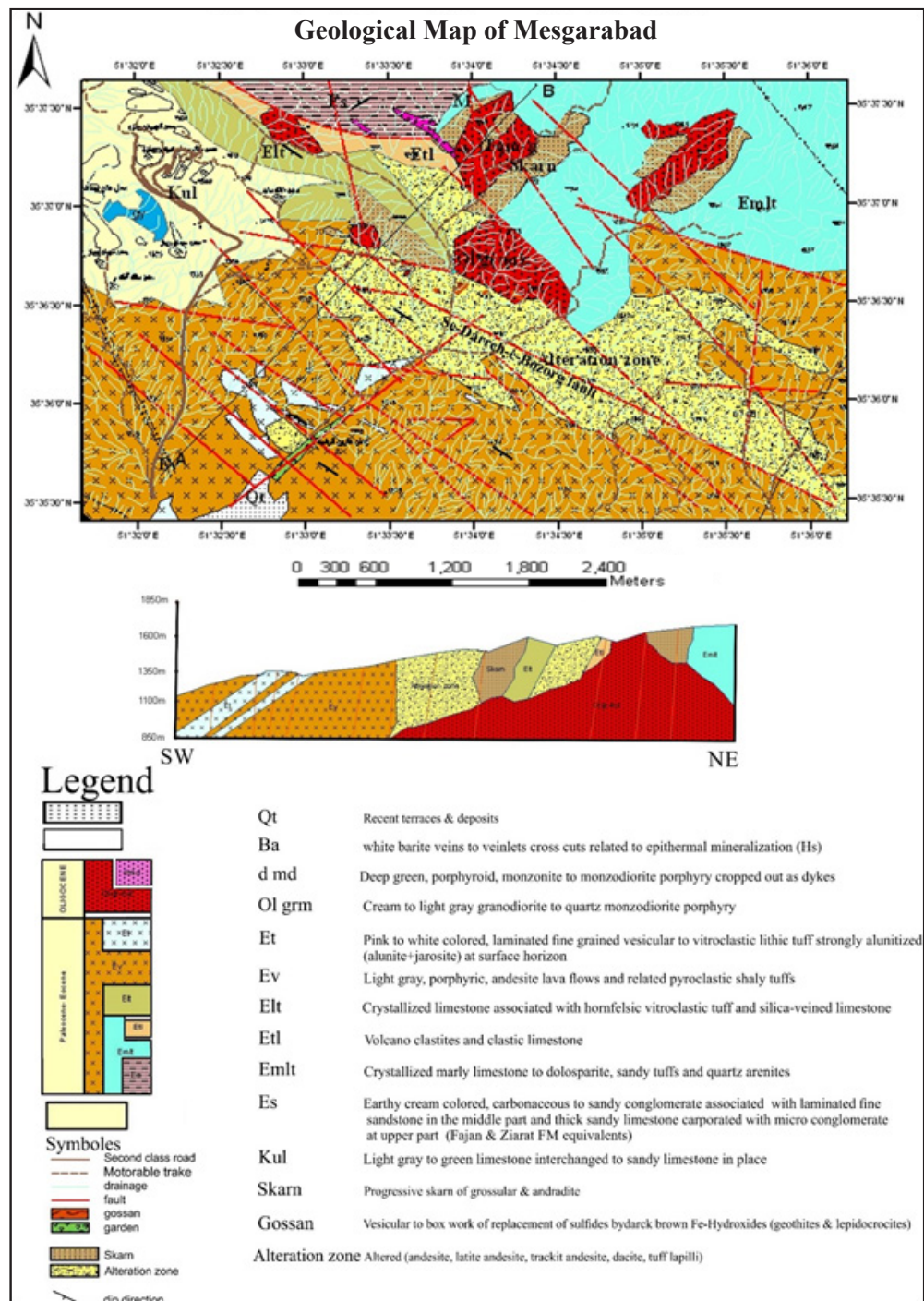
با توجه به محیط زمین‌شناسی انواع مختلفی از سیالات ممکن است در تشکیل کانسار اپی‌ترمال نقش داشته باشند. در نتیجه، مطالعات میانبرهای سیال نقش مهمی در درک ژنز کانسار ایفا می‌کند (Evans, 1993) نقل از (Wilkinson, 2001). مطالعات میانبرهای سیال نشان می‌دهد که بیشتر میانبرهای سیال دارای ابعاد ۸/۱ - ۷/۱ میکرون، بزرگترین میانبر حدود ۲۱ میکرون، درجه پرشدگی ۷/۰ تا ۹/۰ و بیشترین فراوانی چگالی ۰/۹۲ - ۰/۹۵ است (شکل ۱۱-الف).

فراوانی میانبرها با درجه پرشدگی بالا نشانگر آن است که کانی‌سازی توسط محلول‌های گرمابی صورت گرفته است و همچنین می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که جوشش در هنگام کانه‌زایی رخ نداده است. بیشترین درجه همگن شدن مربوط به دمای ۳۰۷ درجه سانتی‌گراد و کمترین دمای همگن شدن مربوط به دمای ۱۱۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد و بیشترین فراوانی درجه همگن شدن مربوط به محدوده دمای ۱۴۰-۱۲۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۱-ب). بیشترین فراوانی شوری به دست آمده در محدوده ۱۱-۱۴ می‌باشد (شکل ۱۱-پ) و شوری بالا به دلیل نزدیکی دو نمونه به توده نفوذی نیمه‌ژرف بوده است. مقایسه نتایج حاصل از مطالعات میکروترمتری میانبرهای سیال با نمودار ارائه شده توسط (Wilkinson, 2001) نشان می‌دهد، این داده‌ها در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال واقع شده است (شکل ۱۱-ت).

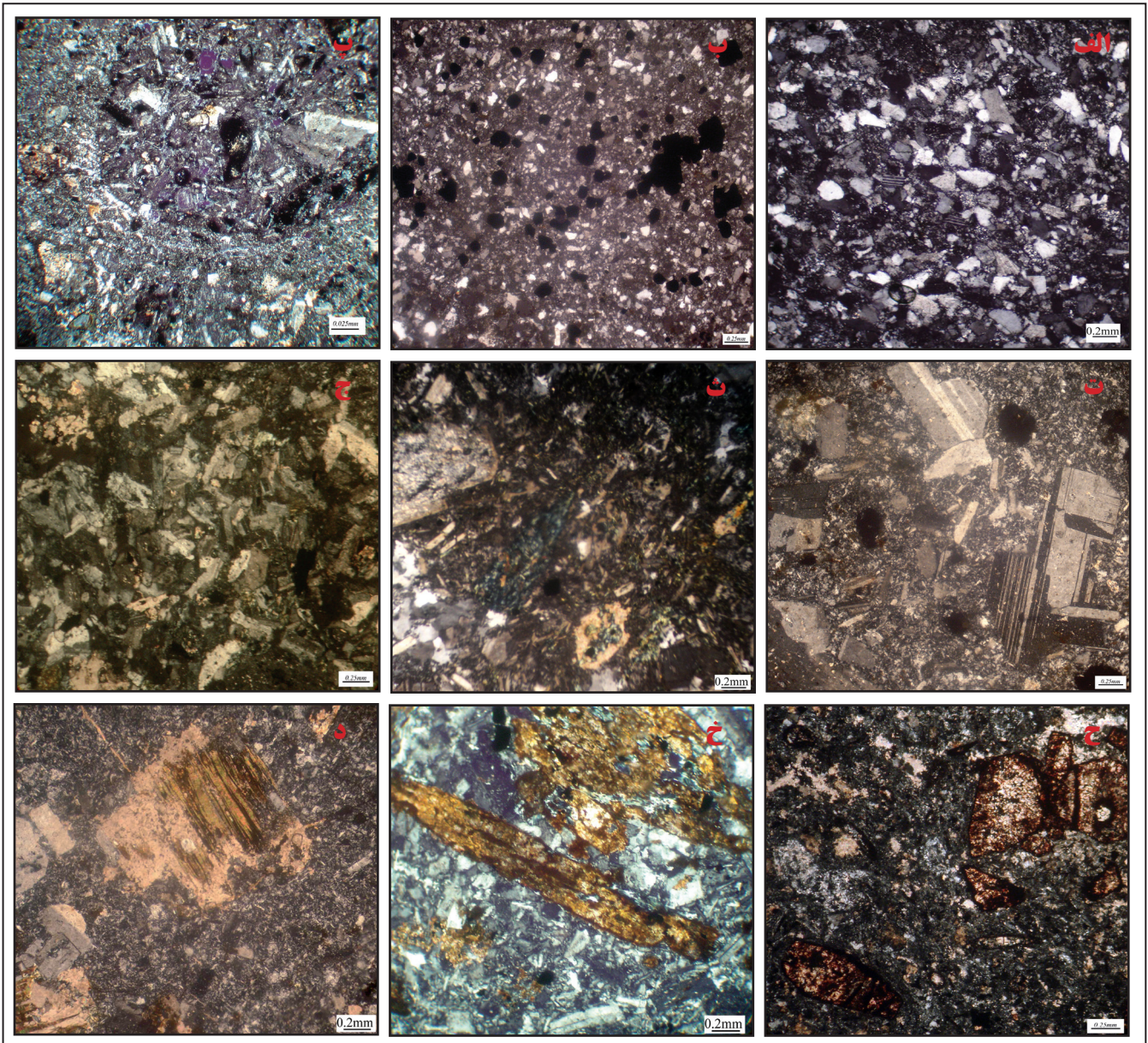
شوری و دمای بیشتر سیالات گرمابی در طول مراحل آخر تشکیل کانسار کاهش می‌یابد که هم کاهش حرارت و یا اضافه شدن آب جوی را پیشنهاد می‌کند (Zhu et al., 2001; Tombros et al., 2007; Mao et al., 2008; Zhang et al., 2010).



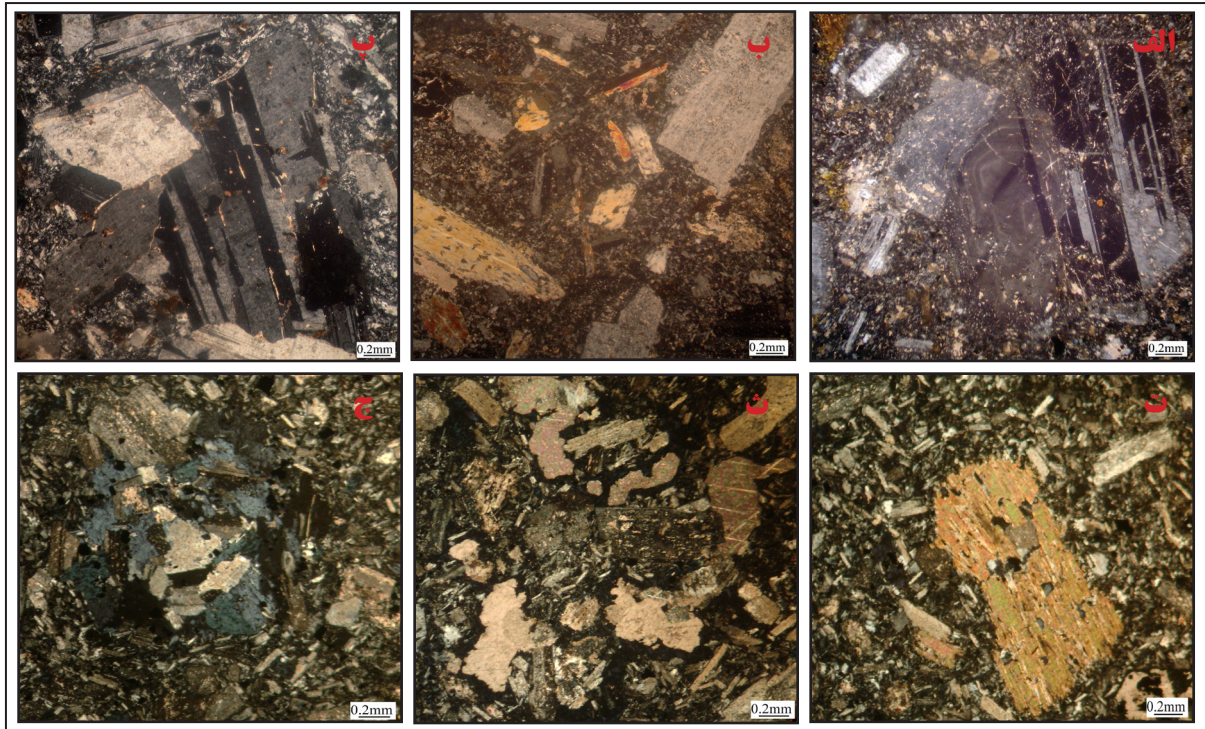
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه، اقباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شرق تهران (آسرتو و همکاران، ۱۳۷۶).



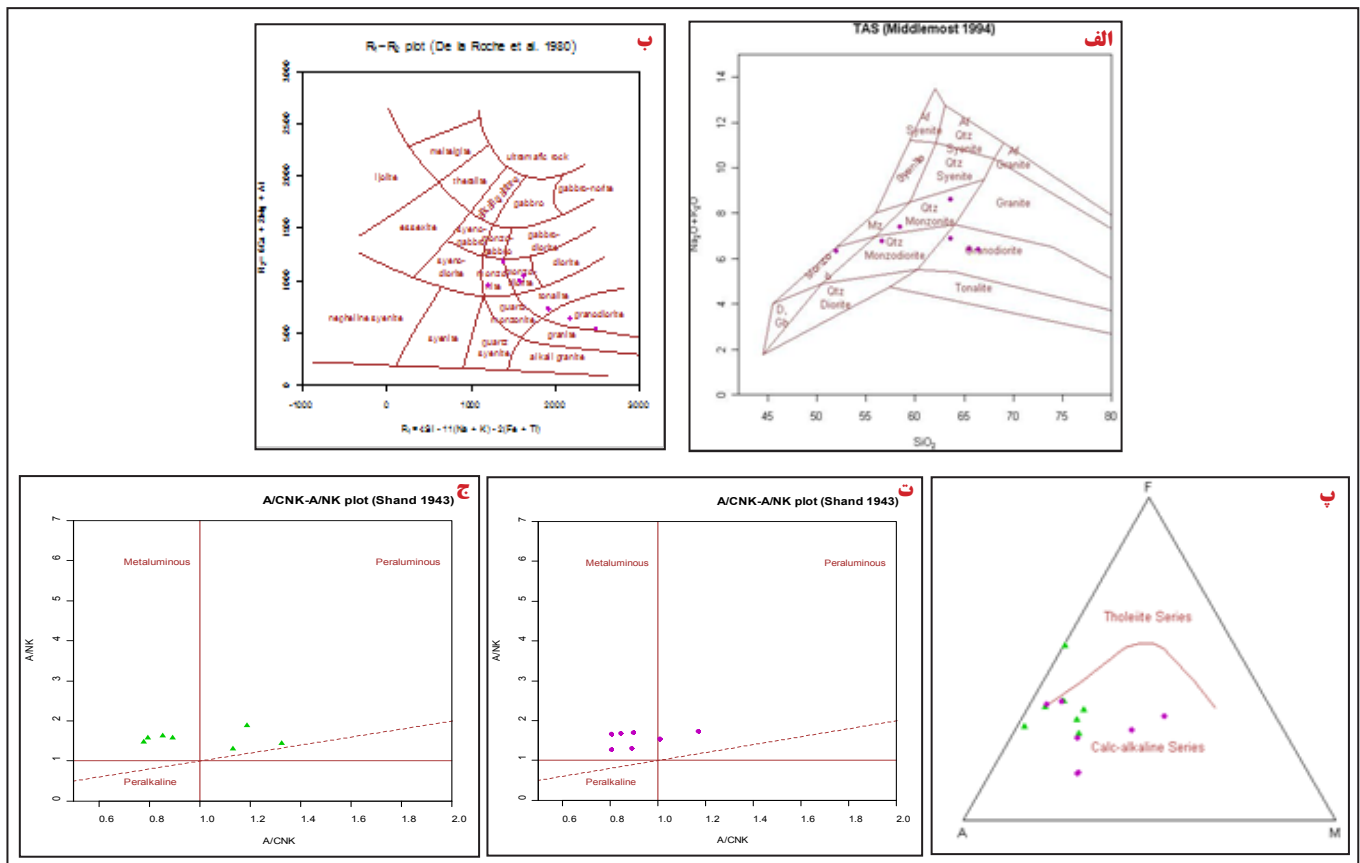
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مسگرآباد (نوروزی، ۱۳۸۸).



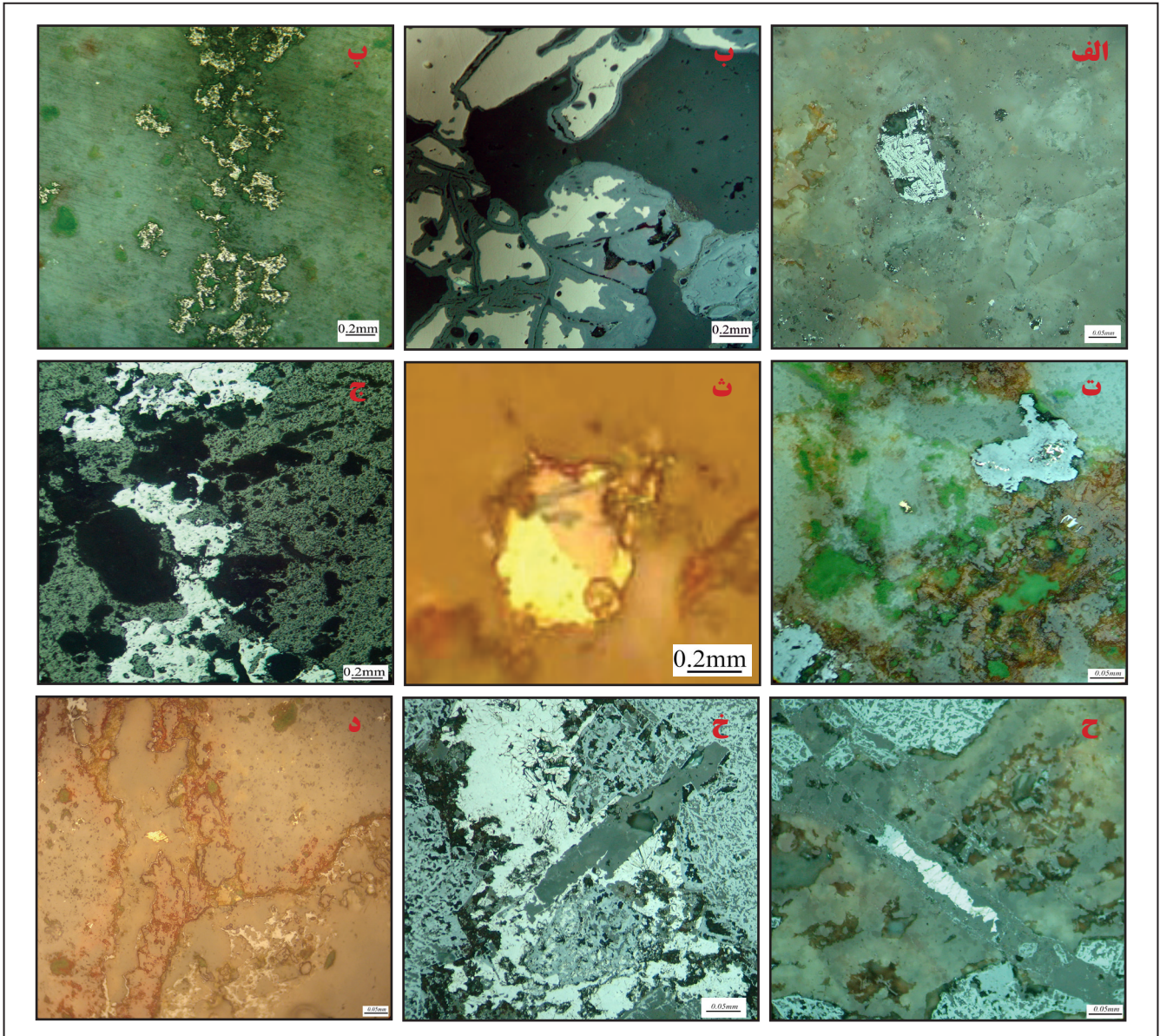
شکل ۳- الف) نمایی از یک توف بلورین همراه با فنوکلاست‌های پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک و کوارتز؛ ب) توف بلورین با دانه‌های اپک (پیریت) به صورت پراکنده در متن سنگ؛ پ) توف بلورین دگرسان شده با قطعات بیگانه سنگ‌های آتشفشانی؛ ت) بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک و فلدسپار سانیدین با ماکل کارلسباد در زمینه ریزبلور در لاتیت-آندزیت؛ ث) دگرسانی سیلیسی، سریسیتی، کربناتی و کلریتی در آندزیت؛ ج) توسعه بافت گلومروپورفیریتیک بر اثر تجمع پلاژیوکلاز در آندزیت؛ ح) تبدیل درشت‌بلورهای آمفیبول به اکسیدهای فلزی و توسعه دگرسانی سریسیتی به صورت پراکنده در آندزیت؛ خ و د) کربناتی شدن آمفیبول و بیوتیت در سنگ داسیت (کلیه تصاویر به صورت xpl تهیه شده‌اند).



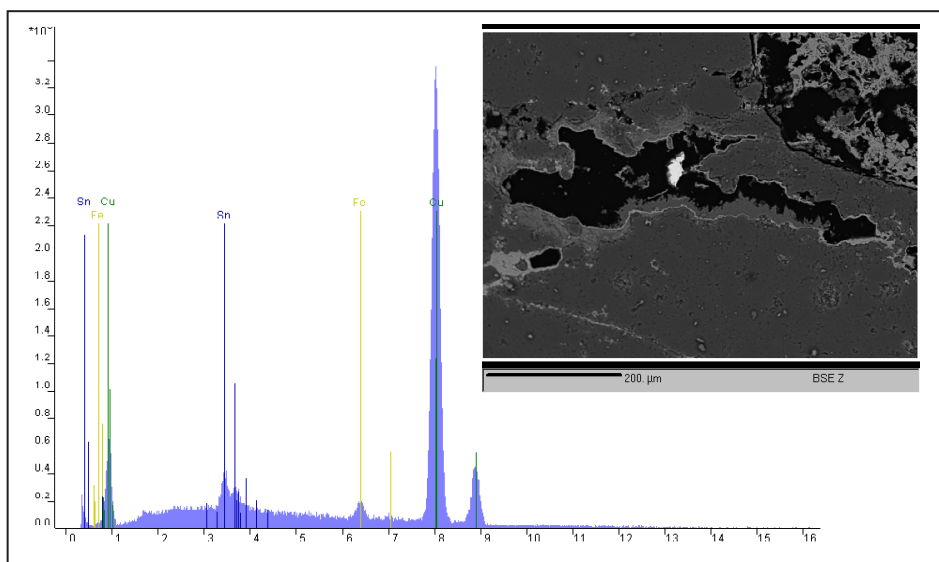
شکل ۴- الف) نمایی میکروسکوپی از منطقه‌بندی پلاژیو کلاز در سنگ با ترکیب مونزودیوریت پورفیری کربناتی و سریستی؛ ب) سنگ با ترکیب مونزودیت پورفیری همراه با دگرسانی سریستی که به طور پراکنده به ویژه در پلاژیو کلازها و تبدیل شدگی آمفیبول به ترمولیت- اکتینولیت دیده می‌شود؛ پ) پلاژیو کلاز، فلدسپار آلکالن و کوارتز در سنگ با ترکیب گرانودیوریت پورفیری؛ ت) کانی بیوتیت همراه با ادخال‌هایی از آپاتیت در دایک با ترکیب مونزودیت و بافت میکروولیتی- پورفیریتیک؛ ث) حفره‌هایی که با کلسیت پر شده است؛ ج) کانه‌زایی پیریت که با دگرسانی کلریتی همراه شده است (کلیه تصاویر به صورت xpl تهیه شده‌اند).



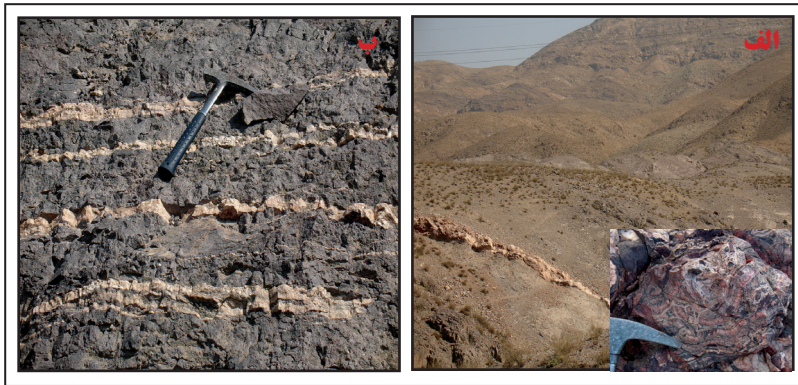
شکل ۵- الف) نمودار مجموع $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 (TAS (Middlemost, 1994) در توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف (♦)؛ ب) نمودار (De la Roche et al. (1980) در توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف؛ پ) نمودار مثلثی AFM برای سنگ‌های آتشفشانی (▲) و نفوذی‌های نیمه‌ژرف (♦) در منطقه مسگرآباد اکتباس از (Irvine and Baragar (1971)؛ نمودار (Shand, 1943) در برابر $Al/(Ca+Na+K)$ در توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف و ج) نمونه‌های آتشفشانی.



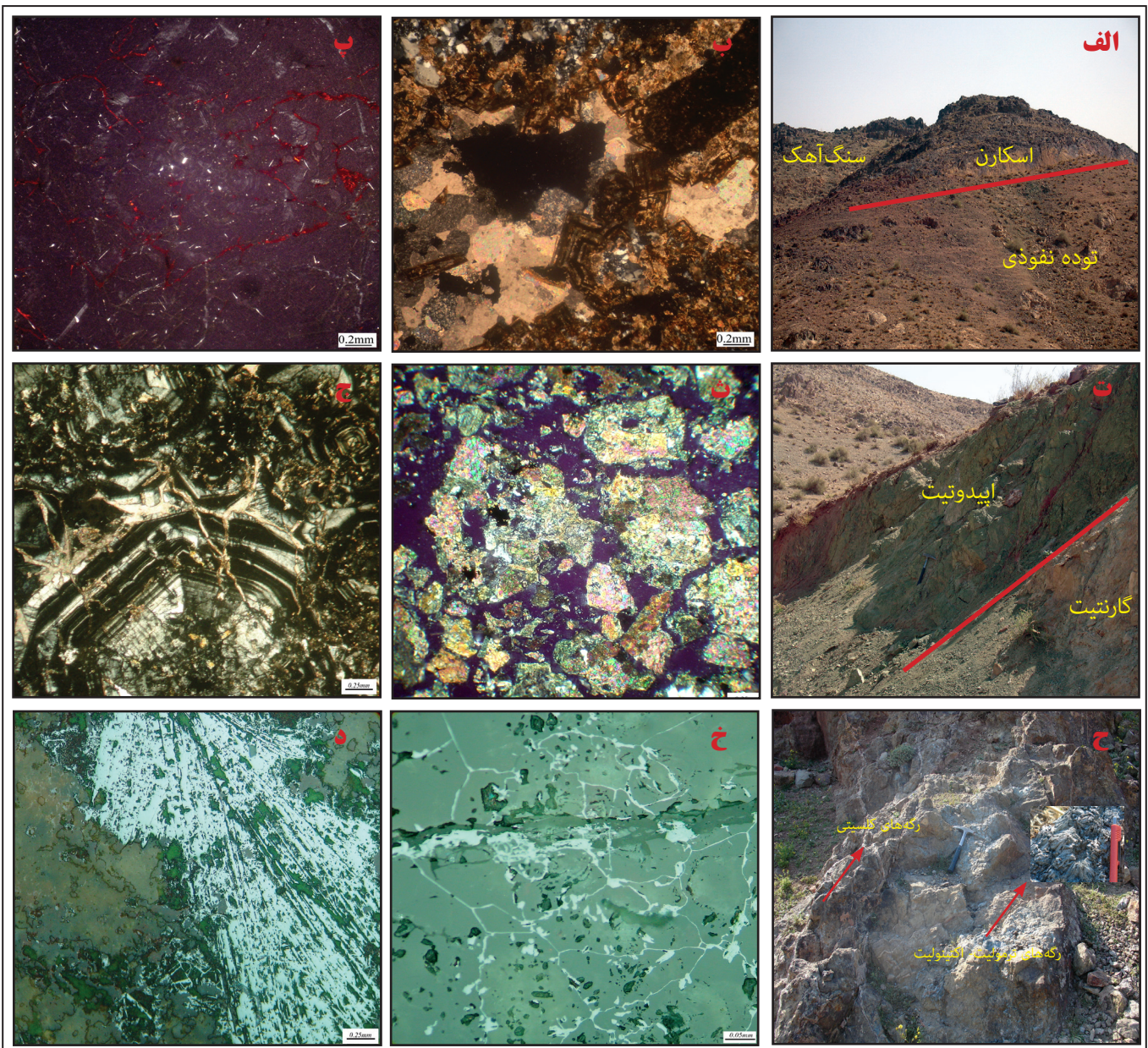
شکل ۶- الف) نمایی میکروسکوپی از مگنتیت مارتیتی شده در توده نفوذی همراه با آغشتگی‌های لیمونیتی؛ ب) نمایی از پیریت که از حاشیه‌ها به گوتیت تبدیل شده است؛ پ) تبدیل پیریت به هیدروکسیدهای نهان بلورین پیریت با افزایش شدت هوازدگی؛ ت) نمایی میکروسکوپی از کانی کالکوپیریت که از حاشیه به گوتیت تبدیل شده است؛ ث) نمایی میکروسکوپی از همراهی کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت و مالاکیت در توف سیلیسی و کربناتی شده؛ ج) نمایی میکروسکوپی از پیریت با بافت باقی مانده که به لپیدو کروزیست و گوتیت تبدیل شده است؛ ح و خ) نمایی از رگه‌های پسولوملان همراه با زمینه جاکوپسیت در سنگ‌های آتشفشانی؛ د) نمایی میکروسکوپی از ترکیب مس - قلع - آهن دار در توف ویترو کلاستیک.



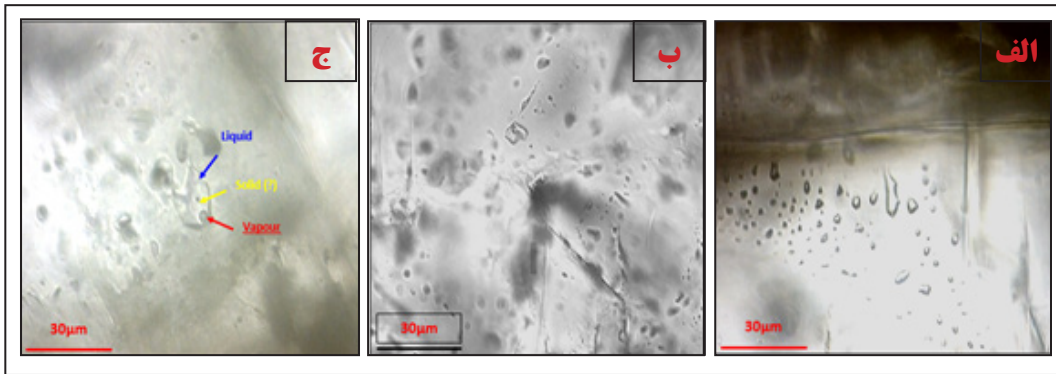
شکل ۷- الف) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) و تصویر طیف EDS از فاز سفیدرنگ؛



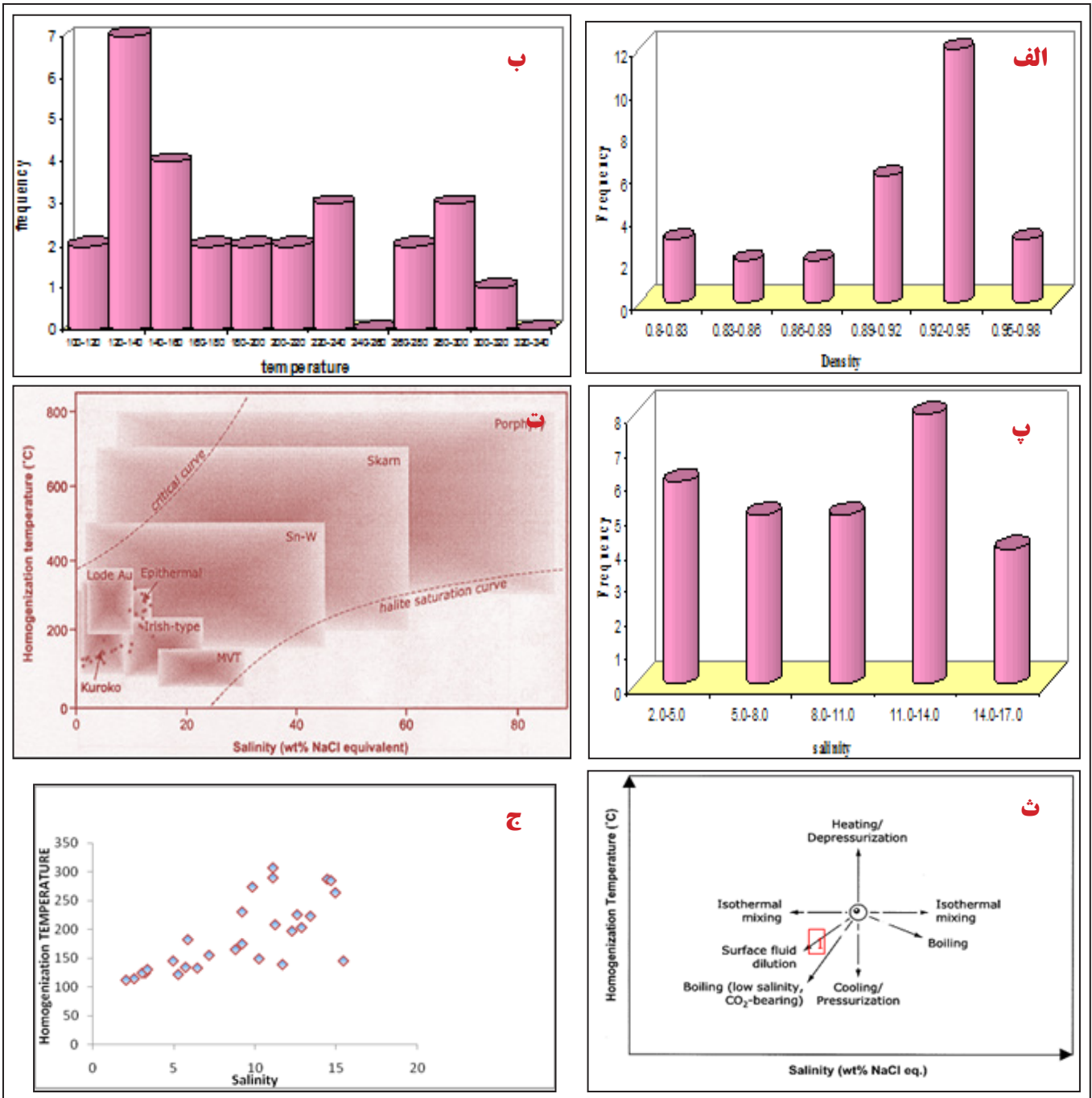
شکل ۸- الف) نمایی از رگه باریتی در منطقه مطالعاتی و بخشی از نمای نزدیک‌تر و همراهی دولومیت-کلسیت - کوارتز با باریت؛ ب) نمایی از رخنمون رگه‌های باریت در آندزیت‌ها.



شکل ۹- الف) نمایی از همبری بین توده نفوذی نیمه‌زرف، اسکارن و آهک (دید به سمت شمال). اسکارن در اثر شار حرارتی توده‌های نفوذی در راستای گسل امتداد لغز با امتداد تقریباً 90° N؛ ب) نمایی میکروسکوپی از یک سنگ آهک دولومیتی که کانه‌زایی آهن را به صورت هم‌رشدی با دولومیت نشان می‌دهد؛ پ) نمایی میکروسکوپی از گارتیت به همراه کانه هماتیت در شکستگی‌ها؛ ت) نمایی از همبری بین زون اسکارنی پیش‌رونده (حاوی گارت) و اسکارن پس‌رونده (حاوی اپیدوت و کمی کلریت) (دید به سمت شمال خاور)؛ ث) نمایی میکروسکوپی از واحد کاملاً اپیدوتی شده؛ ج) نمایی میکروسکوپی از کانی هیدروگروسولار با بافت گرانوبلاستیک که در فضای آن کرنات وجود دارد و گاه رگچه‌های کلسیتی گارت را قطع کرده است و تبدیل شدگی گارت به اپیدوت نیز دیده می‌شود؛ ح) نمایی از رخنمون واحد اسکارنی همراه با دگرسانی پس‌رونده آمفیبول، کلسیت و اپیدوت و کوارتز (دید به سمت شمال باختر)؛ خ) هماتیت‌هایی که در شکستگی‌های گارت جای گرفته‌اند؛ د) هماتیت‌هایی که به صورت شعاعی رشد کرده‌اند.



شکل ۱۰- الف) نمای میکروسکوپی از اجتماعات میانبره‌های تک فازی مایع؛ ب) نمای میکروسکوپی از انکلوژیون دو فازی (L>V)؛ ج) نمای میکروسکوپی از میانبره‌های سه فازی L+V+S



شکل ۱۱- الف) نمودار مقدار چگالی میانبره‌های سیال در برابر فراوانی آنها؛ ب) نمودار مقدار دمای همگن شدگی میانبره‌های سیال در برابر فراوانی آنها؛ ج) نمودار مقدار شوری میانبره‌های سیال در برابر فراوانی آنها؛ د) دیاگرام شوری-دمای همگن شدن سیالات درگیر در انواع کانسارها (Wilkinson, 2001)، نقاطی که با دایره پررنگ نمایش داده شده مربوط به داده‌های به دست آمده از سیالات درگیر در محدوده مطالعاتی است؛ ث) پایداری در دیاگرام شوری-دمای همگن شدن میانبره‌های سیال در انواع کانسارها (Wilkinson, 2001)؛ ج) نمودار شوری-دمای همگن شدن میانبره‌های سیال در باریت در منطقه مسگرآباد.

جدول ۱- ترکیب سنگ شناسی نمونه‌های منطقه مسگرآباد به روش XRF در سازمان زمین‌شناسی کشور. n.d. = تعیین نشده.

| | N-S-46 | N-S-54 | N-S-55 | N-S-59 | N-S-65 | N-S-66 | N-S-67 | N-S-68 | N-S-70 | N-S-72 |
|--------------------------------|--------------|------------|------------|------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | واحد اسکارنی | توده نفوذی | توده نفوذی | توده نفوذی | توف | آندزیت | آندزیت | آندزیت | آندزیت | آندزیت |
| SiO ₂ (Wt%) | 37.46 | 51.96 | 56.65 | 63.62 | 75.34 | 66.43 | 57.09 | 61.58 | 53.87 | 53.47 |
| Al ₂ O ₃ | 2.16 | 14.48 | 15.72 | 15.79 | 14.85 | 12.24 | 15.30 | 15.91 | 15.94 | 16.44 |
| Fe ₂ O ₃ | 25.61 | 7.56 | 5.08 | 3.45 | 0.17 | 2.83 | 5.44 | 4.87 | 5.82 | 5.82 |
| CaO | 30.75 | 4.66 | 4.51 | 2.95 | 0.24 | 3.76 | 5.11 | 2.75 | 5.46 | 4.41 |
| MgO | 1.16 | 8.01 | 5.18 | 2.18 | 0.43 | 1.68 | 0.62 | 1.02 | 2.39 | 2.57 |
| Na ₂ O | n.d. | 3.18 | 3.49 | 5.01 | 4.57 | 3.12 | 2.12 | 2.41 | 3.02 | 0.81 |
| K ₂ O | 0.09 | 3.15 | 3.26 | 1.87 | 0.60 | 2.17 | 6.34 | 4.10 | 4.77 | 8.35 |
| P ₂ O ₅ | 0.79 | 0.20 | 0.20 | 0.22 | n.d. | 0.17 | 0.23 | 0.16 | 0.19 | 0.12 |
| MnO | 0.04 | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | 0.14 |
| TiO ₂ | n.d. | 0.71 | 0.45 | 0.82 | 0.72 | 0.55 | 0.68 | 0.64 | 0.60 | 0.37 |
| L.O.I | 0.44 | 5.32 | 4.92 | 3.60 | 2.28 | 6.72 | 6.32 | 5.98 | 7.12 | 6.94 |
| Sum | 98.5 | 99.23 | 99.46 | 99.51 | 99.2 | 99.67 | 99.25 | 99.42 | 99.18 | 99.44 |

جدول ۲- ترکیب سنگ شناسی نمونه‌های منطقه مسگرآباد به روش ICP-OES در سازمان زمین‌شناسی کشور، مقادیر عناصر اکسیدی بر حسب درصد و سایر عناصر بر حسب ppm است.

| | N-S-58 | N-S-73 | N-S-21 | N-S-78 | N-S-81 | N-S-82 |
|--------------------------------|-----------------|------------|--------|------------|------------|------------|
| | نمونه پیریت‌دار | رگه باریتی | توف | توده نفوذی | توده نفوذی | توده نفوذی |
| SiO ₂ | 33.56 | 10.42 | 64.21 | 58.43 | 66.43 | 63.58 |
| Al ₂ O ₃ | 1.7 | <0.5 | 13.7 | 16.6 | 14.5 | 17.3 |
| Fe ₂ O ₃ | 17.6 | 5.0 | 8.0 | 5.5 | 4.3 | 2.3 |
| CaO | 18.4 | 0.6 | 0.8 | 5.8 | 2.2 | 4.3 |
| MgO | 1.5 | 0.1 | 0.1 | 1.1 | 0.5 | 3.3 |
| Na ₂ O | 0.2 | 0.03 | 6.3 | 3.5 | 2.6 | 7.7 |
| K ₂ O | 0.1 | n.d. | 0.7 | 3.9 | 3.8 | 0.9 |
| P | 382.2 | n.d. | 373.9 | 1055.5 | 1126.2 | 1103.7 |
| Mn | 1577.7 | 107.4 | 22.8 | 527.1 | 120.2 | 367.1 |
| Ti | 665.7 | 75.0 | 3950.7 | 5619.3 | 4690.7 | 5240.6 |

ادامه جدول ۲

| | N-S-2 | N-S-24 | N-S-11 | N-S-13 | N-S-15 | N-S-16 | N-S-19 | N-S-28 | N-S-5 |
|----|-------|------------|--------|--------|--------|--------|-------------|-----------------|--------------|
| | توف | توده نفوذی | توف | توف | داسیت | توف | کوارتز لایت | نواحدها اسکارنی | واحد اسکارنی |
| Al | <600 | 67620 | 37388 | 36701 | 55500 | 58351 | 62862 | 8283 | 5584 |
| Fe | 30788 | 11650 | 23608 | 15685 | 42637 | 7739 | 18692 | 175638 | 236391 |
| K | 686 | 10309 | 1310 | 2632 | 5339 | 67448 | 5088 | 928 | 517 |
| Mg | <120 | 14789 | 319 | 667 | 328 | 710 | 950 | 4109 | 4768 |
| Mn | 11 | 101 | 20 | 7 | 4 | 209 | 366 | 2095 | 733 |
| Na | 665 | 28279 | 26984 | 23444 | 29591 | 2440 | 38026 | 440 | 452 |
| P | 8.02 | 1011.60 | 155.1 | 196.28 | 652.32 | 302.35 | 946.19 | 87.55 | 294.04 |
| Ti | 87 | 3766 | 1660 | 2374 | 1835 | 1297 | 3249 | 197 | 94 |
| Ca | 2903 | 17582 | 2696 | 2032 | 2559 | 8174 | 5419 | 236528 | 180761 |

جدول ۳- ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های منطقه مسگرآباد به روش XRD در سازمان زمین‌شناسی کشور و شرکت تحقیقات کانی‌شناسی و زمین‌شناسی کانپژوه.

| شماره نمونه | ترکیب سنگی | فازهای کانیایی |
|-------------|------------------------|--|
| N-S-83 | واحد اسکارنی | گارت، کوارتز، کلسیت |
| N-S-84 | رگه ترمولیت- اکتینولیت | آمفیبول، کوارتز، کلسیت |
| N-S-11 | توف | کوارتز، فلدسپار، هماتیت |
| N-S-13 | توف | کوارتز، فلدسپار |
| N-S-15 | داسیت پورفیری | فلدسپار، کوارتز، ژاروسیت |
| N-S-16 | توف | کوارتز، فلدسپار، کلسیت |
| N-S-19 | کوارتز لائیت | فلدسپار، کوارتز |
| N-S-28 | واحد اسکارنی | کلسیت، گارت، کوارتز، هماتیت |
| N-S-57 | کلاهدک آهنی | کوارتز، کریستوبالیت، هماتیت، گوتیت و آتاکامیت |
| N-S-69 | رگه باریتی | باریت، کلسیت، کوارتز، دولومیت |
| N-S-73 | رگه باریتی | باریت، کوارتز، کلسیت، دولومیت (در حد کم) |
| N-S-21 | توف | کوارتز، فلدسپار، ژاروسیت |
| N-S-2 | رگه سیلیسی | کوارتز، ژاروسیت |
| N-S-24 | مونزودیریت آمفیبول دار | فلدسپار، کوارتز، مونت موریلونیت، ژنولیت، آمفیبول |
| 1-KB | واحد اسکارنی | آندرادیت و کوارتز |

جدول ۴- سکانس پاراژنتیکی اسکارن در محدوده مورد مطالعه.

| کانی‌ها | Stage of skarn ore – mineralization | |
|--------------------|-------------------------------------|---------------------------------|
| | اسکارن پیش‌رونده (Progressive) | اسکارن پس‌رونده (Retrogressive) |
| گارت | ----- | |
| هماتیت | | ----- |
| ترمولیت- اکتینولیت | | ----- |
| اپیدوت | | ----- |
| کلسیت | | ----- |
| سیلیسی | | ----- |
| کلریت | | ----- |
| پیریت | | ----- |
| کالکوپیریت | | ----- |
| کالکوسیت | | ----- |

کتابنگاری

آسرتو، ر.، دلناخ، ج.، نبوی، م. ح.، انگالن، م. و وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 بلوریان، غ.، ۱۳۷۱- مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سازند کرج در البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۵۸ ص.
 داوری، م.، ۱۳۶۶- بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های نفوذی قصر فیروزه، رساله کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تهران.
 نوروزی، م.، ۱۳۸۸- مطالعات زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌شناسی و تعیین ژنرال احتمالی کانی‌سازی در منطقه مسگرآباد (جنوب خاور تهران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ۱۹۸ ص.

References

- Atkinson, JR. and Einaudi, M. T., 1978- Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham, Utah. *Economic Geology* 73: 1326-1365.
- Carig, J. R. and Vaughan, D. J., 1981- *Ore Microscopy and Ore Petrography*, Wiley. 433p.
- Clarke, D. B., 1992- *Granitoid Rock*. Chapman and Hall, London, 285p.
- De La Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using the R1-R2 diagram and major element analyses- Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1991- *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, Seventeenth Impression Longman, 528 p.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits. *Economic Geology*, 75th anniv: 317-391.
- Engalene, M., 1968- *Geologie, Geomorphologie, Hydrogeologie de la Region de Tehran (IRAN)*. Theses Science, Montpellier, 180p.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. and Gonzales Urlen, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits. *Economic Geology* 13: 245-277.
- Henley, B. W. and Ellis, A. J., 1983- Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review. *Earth- Science Reviews* 19: 1-50.
- Henning, D., Lehmann, B., Burgess, R. and Tak, M. A. N. 2008- Geology, Geochemistry and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages of the Cerro Millo epithermal high- sulfidation gold prospect, Southern Peru. *Ore Geology Reviews* 34: 304-316.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- James, N. P. and Jones, B., 2015- *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*. Wiley, 464 p.
- Lentz, D. R., Walker, J. A. and Stirling, J. A. R., 1995. Millstream Cu-Fe skarn deposits: An example of A Cu-bearing magnetite-rich skarn system In Northern New Brunswick. *Exploration And Mining Geology* 4: 15-31.
- Liu, X., Liu, W. and Si, C., 2016- Fluid metasomatic genesis of stratiform skarn in the Suoerkuduke Cu-Mo deposit, East Junggar, NW China. *Ore Geology Reviews* 78: 239-251.
- Mao, J. W., Wang, Y. T., Li, H. M., Pirajno, F., Zhang, C. Q. and Wang, R. T., 2008- The relationship of mantle –Derived fluids To gold metalogenesis in the Jiaodong peninsula: Evidence from D-O-C-S isotope systematics. *Ore Geology Review* 33: 361-381.
- Martin-Izard, A., Fuertes Fuente, M., Cepedal, A., Moreiras, D., Nieto, J. G., Maldonado, C. and Pevida, L.R. 2000. The Rio Narcea Gold Belt Intrusions: Geology, petrology, geochemistry and timing. *Journal of Geochemical Exploration* 71: 103-117.
- Meinert, L. D., 1992- Skarn and Skarn Deposit. *Geoscience Canada* 19: 145-162.
- Meinert, L., Dipple, G. and Nicolescu, S., 2005- World skarn deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 299-336.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V. A., Ochoa-Landin, L., Perez-Segura, E. and Diaz-Salgado, C., 2003- Major and trace element geochemistry and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronology of Laramide plutonic rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 205-217.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Murakami, H., 2005- How to study skarn type deposits. Remote Sensing Center, Mta.
- Nakano, T., 1989- Fluctuation model for compositional heterogeneity in skarn clinopyroxenes. *Geochemical Journal* 23: 91-99.
- Nelson, S. T. and Montana, A., 1992- Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77:1242-1249.
- Purtov, V. K., Kholodnoc, V. V., Anfilogov, V. N. and Nechkin, G. S., 1989- The role of chlorine in the formation of magnetite skarn. *International Geology Review* 31: 63-71.
- Ray, G. E. and Webster, I. C. L. 1991- An overview of skarn deposit. In: *Ore deposits, tectonic and metallogeny in the Canadian cordillera*, British Colombia ministry of energy, mines and petroleum resources, 213-252.
- Roedder, E., 1984- *Fluid inclusion n: Reviews in Mineralogy*, v.12, Miner. Soc. Am. Reston, Virginia.
- Rouse, J., 1986- *Garnet*, Butterworth-Heinemann, First Edition, 1st Printing edition.
- Shand, S. J., 1943- *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. and Aldertone, D. H. M., 1985- *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*, Blackie, Glasgow.
- Stocklin, J., 1968- Structural History and Tectonic of Iran, A Review. *American Association Petroleum Geologist* 52: 1229-1258.
- Stoffregen, R., 1987- Genesis of acid sulphate alteration and Au-Cu-Ag Mineralization, at Summitvill, Colourado. *Economic Geology* 82: 1575-1591.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- *The Composition and Evolution of the Continental Crust: Rare Scientific Publication*, Carlton, 312p.
- Tombros, S., Seymour, K. S. T., Williams-Jones, A. E., and Spry, P., 2007- The genesis of epithermal Au-Ag-Te mineralization, Panormos bay, Tinos island, cyclades, Greece. *Economic Geology* 102: 1269-1294.
- Wilkinson, J. J., 2001- fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.
- Zhang, Z. H., Mao, J. W., Wang, Y. B., Pirajno, F., Liu, J. L. and Zhao, Z. D., 2010- Geochemistry and geochronology of the volcanic rocks associated with the Dongan adularia –sericite epithermal gold deposits, Lesser Hinggan Range, Heilongjiang Province, NE China: Constraints on the metallogenesis. *Ore Geology Review* 37: 158-174.
- Zhu, Y. F., Jiang, N. and Zeng, Y. S., 2001- Geochemistry of the ore-forming fluids in gold deposits from the Taihang Mountain, Northern China. *International Geology Review* 43: 457-473.

Geology, petrography, mineralization and fluid inclusion studies in the Mesgarabad exploration area, southeast of Tehran

M. Norouzi^{1*}, M. Lotfi², M. H. Emami³, H. Jamali⁴ & A. Abedini⁵

¹M.Sc., Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran; Islamic Azad University, North-Tehran Branch, Tehran, Iran

³Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran; Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Islamshahr, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

⁵Associate Professor, Department of Geology, Sciences Faculty, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2015 August 23

Accepted: 2016 February 20

Abstract

Mesgarabad area is located in ~10 km southeast of Tehran, the Central-Alborz structural zone (CASZ) of Iran. The rock units exposed in the area consist of Eocene volcanics, volcano-sedimentary and sedimentary rocks intruded by post upper Eocene granodiorite to quartz monzo-diorite. These subvolcanic intrusive bodies show porphyroid to microgranular textures and have calc-alkaline magmatic nature. These bodies produced hydrothermal fluids causing extensive alteration zones developed along the Se-Darreh-e-Bozorg strike-slip fault. The effects of hydrothermal fluids on the entire Eocene rock units and subvolcanic intrusive bodies are remarkable. The main alterations are silicification, sericitization, chloritization, epidotization, actinolitization, argillization, carbonatization, and alunization-jarositization, which provided suitable physico-chemical conditions for ore-mineralization. The penetration of subvolcanic intrusive bodies into the Eocene volcanics, volcano-sedimentary and sedimentary rocks brought about skarn mineralization and epithermal barite veins. Microscopic studies and advanced analysis showed that the principal mineral phases in the epithermal zones are magnetite, pyrite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, barite, Cu+Sn+Fe alloy, hematite, psilomelane, jacobsonite, martite, goethite, and lepidochrosite. The skarnification processes occurred at two distinct stages, (1) progressive and (2) retrogressive. The pyrometamorphic anhydrous minerals such as andradite-grossularite formed during progressive stage and the hydrous minerals like hematite, epidote, chlorite, tremolite-actinolite, calcite, quartz, pyrite, chalcopyrite and chalcocite were developed during retrogressive stage. Fluid inclusion studies on primary aqueous inclusions trapped in barite crystals revealed fluid that mixing of two fluids having different physico-chemical conditions played an important role for ore deposition.

Keywords: Subvolcanic intrusive bodies, Epithermal, Skarn, Garnet, Fluid Inclusions, Mesgarabad Area, Tehran, Iran.

For Persian Version see pages 243 to 256

*Corresponding author: M. Norouzi; E-mail: masoumeh.norouzi63@gmail.com