پتـــــرولوژی، سال سوم، شماره نهم، بهار ۱۳۹۱، صفحه ۱۷-۳۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۲/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۴/۰۴

# تعیین مرکز تقریبی کانه‌سازی و شرایط نهشت مس- طلا با استفاده از مطالعات کانه‌نگاری و میان‌بارهای سیال در اندیس کالچویه (جنوب غرب نائین)

**هنگامه حسینی دینانی و هاشم باقری ***
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

**چکیده**
ناحیه کالچویه در جنوب‌غرب نائین و در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. عمده سنگ‌های موجود در منطقه شامل گدازه‌های پیروکسن- آندزیت، تراکی‌آندزیت، ماسه سنگ‌های توفی و لیتیک توف است. کانه‌سازی مس (با عیار میانگین ۷۶۳۷/۷۵۵ ppm) و طلا (با عیار میانگین ۰/۵۵ ppm) عمدتاً در واحدهای پیروکسن آندزیت و تراکی‌آندزیت، به دو صورت پراکنده و نیز به‌صورت رگه‌ای رخ داده است. مطالعات میان‌بارهای سیال و کانه‌نگاری به منظور تعیین جهت حرکت محلول‌های کانه‌دار و مکان تقریبی مرکز کانه‌زایی، با نمونه‌برداری از دو رگه اصلی کانه‌زایی شده بزرگ A در شمال- شمال‌غرب و کوچک B در شرق- جنوب‌شرق منطقه انجام شد. از انواع دگرسانی که در سنگ‌های منطقه رخ داده می‌توان به سیلیسی شدن و پروپیلیتیک اشاره نمود. پاراژنز کانی‌های فلزی موجود عبارتند از: کالکوپیریت، گالن، پیریت، مگنتیت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، گوئتیت، هماتیت، مالاکیت، آزوریت و کوپریت و کانی‌های گانگ شامل کوارتز، کلسیت و باریت است. بیش‌ترین تمرکز کانی گالن در رگه A مشاهده شد. به کمک شواهد کانه‌نگاری و سنگ‌نگاری به نظر می‌رسد که انتشار در نزدیکی شکاف‌ها و تراوش درون شکاف‌ها، دو فرآیند اصلی انتقال ماده معدنی در رگه‌ها است. مطالعات پتروگرافی مقاطع دو بر صیقل کانی کوارتز نشان داد که میان‌بارهای سیال اکثراً کروی و نیمه‌شکل‌دار هستند و به‌ندرت به‌صورت کشیده دیده می‌شوند. بیشتر آن‌ها دو فازی (L+V) با حباب بخار نسبتاً بزرگ هستند. به نظر می‌رسد که جهت احتمالی حرکت سیال از شرق- جنوب‌شرق به شمال- شمال‌غرب و مرکز تقریبی کانه‌سازی نیز در نزدیکی رگه کوچکتر B باشد. همچنین ترکیب داده‌های دمای همگن شدن، شوری سیال و مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهد که مکانیسم اصلی ته‌نشینی کانه‌ها، مخلوط شدن دو سیال جوی و ماگمایی و جوشش بوده و می‌توان این اندیس مس را جزو گروه اپی‌ترمال سولفید پایین دانست.
**واژه‌های کلیدی:** کالچویه، میان‌بارهای سیال، تراکی آندزیت، پتروگرافی، کانه‌نگاری، اپی ترمال

**مقدمه**

بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر از کمربند جهانی مس از ایران می‌گذرد و تا کنون بر روی حدود ۱۰۰ کانسار، مطالعه و بررسی‌های اکتشافی و اصولی انجام شده است.

* h.bagheri@geol.ui.ac.ir

بررسی‌های حاصل از آنالیز شیمیایی سنگ‌های ماگمایی و یا سنگ‌های دگرگون با منشأ آذرین، نشان می‌دهند که فراوانی مس در سنگ‌های ماگمایی پیش از ترشیری در بیشتر موارد در حد عادی است، اما بیشتر سنگ‌های آتشفشانی آندزیت، آندزی‌بازالت، بازالت و به خصوص تراکی‌آندزیت ائوسن میانی، فراوانی بیشتری از مس را نشان می‌دهند. در ایران، آثار و نشانه‌های معدنی مس را از پروتروزوییک پسین تا پلیوسن می‌توان ردیابی کرد که بیشتر آن‌ها در ترشیری و مخصوصاً الیگومیوسن تشکیل شده‌اند و وابستگی تنگاتنگی با سنگ‌های ماگمایی ترشیری دارند. در فاز ماگمایی- کانه‌زایی ائوسن میانی بیشتر سنگ‌های آتشفشانی با زمینه بالایی از مس مطرح هستند. در فاز ماگمایی- کانه‌زایی الیگومیوسن، توده‌های نفوذی گرانیتی- گرانیتوییدی، تونالیتی تا دیوریتی همراه با کانه‌سازی مس از نوع اسکارن و رگه‌ای رخ داده‌اند. در فاز ماگمایی- کانه‌زایی الیگومیوسن، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی‌های متوسط تا کوچک در بسیاری از نقاط ایران تشکیل شده‌اند و پاره‌ای از ذخایر مس پورفیری و رگه‌ای وابسته به ماگماتیسم در این دوره تشکیل شده‌اند و نهایتاً در فاز ماگمایی- کانه‌زایی میوپلیوسن، بیشتر نفوذی‌های کم عمق حضور داشته‌اند که تصور می‌شود بیشتر ذخایر مس پورفیری به این توده‌ها وابسته باشند. در این برهه زمانی، فعالیت‌های ماگمایی با تشکیل گنبدهای اسیدی تا متوسط در ایران فروکش می‌کند، ولی محلول‌های گرمابی همراه آن‌ها ذخایر زیادی را به وجود می‌آورند (قربانی، ۱۳۸۶).

اندیس مس کالچویه در جنوب غرب نائین و کیلومتر ۱۱۰ جاده اصفهان- نائین واقع شده است. مختصات جغرافیایی این اندیس، طول‌های جغرافیایی ″۷ ′۹۱ °۵۲ و ″۵۹ ′۹۸ °۵۲ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۱۱ ′۵۳ °۳۲ و ″۴۰ ′۵۸ °۳۲ شمالی است. ارتفاع متوسط آن از سطح دریا ۱۸۳۰ متر است. از مهم‌ترین محورهای ارتباطی در این محدوده می‌توان از نائین- کوهپایه و بخشی از راه نائین- اردستان نام برد.

میانگین غلظت مس حاصل از آزمایش نمونه‌های مربوط به دو رگه در این اندیس ppm ۷۶۳۷/۷۵ و غلظت طلا ppm ۰/۵۵است. جدول ۱ غلظت بعضی از عناصر موجود در این دو رگه را نشان می‌دهد.

## زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی، در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع در غرب- جنوب‌غرب زون ایران مرکزی و شمال زون سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱). از نظر چینه‌شناسی، واحدهای سنگی این منطقه بیشتر مربوط به دوران مزوزوئیک، سنوزوئیک و کواترنری هستند (شکل ۱). دوران مزوزوئیک در منطقه فقط شامل واحدهای کرتاسه بوده که چینه‌شناسی رسوبی آن معادل سازند تفت است. این سازند از واحدهای سنگ آهک، آهک‌مارنی و کنگلومرای قاعده‌ای تشکیل شده‌است (شکل ۱، واحد $k_1^l$).

فعالیت ولکانیکی این دوران نیز به کرتاسه زیرین که شامل سنگ‌های آذرین بیرونی اسیدی تا حدواسط (آندزیت و داسیت) با میان لایه‌هایی از آهک کرتاسه با فسیل اربیتولین است و کرتاسه بالایی با مجموعه سنگ‌های ریولیت، داسیت و آندزیت با میان لایه‌هایی از آهک پلاژیک، محدود می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۵). در واقع پس از یک دوره نبود چینه‌شناسی، پیشروی وسیع دریای کرتاسه شروع می‌شود که در کل به تشکیل رسوبات کربناته و شیل‌های اربیتولین‌دار منجر می‌شود. در کرتاسه بالایی جنبش‌های زمین‌ساختی شدت بیشتری داشته و در حوضه‌های رسوبی تغییراتی صورت گرفته و رخساره‌های گوناگون با ضخامت‌های مختلف به وجود آمده است.

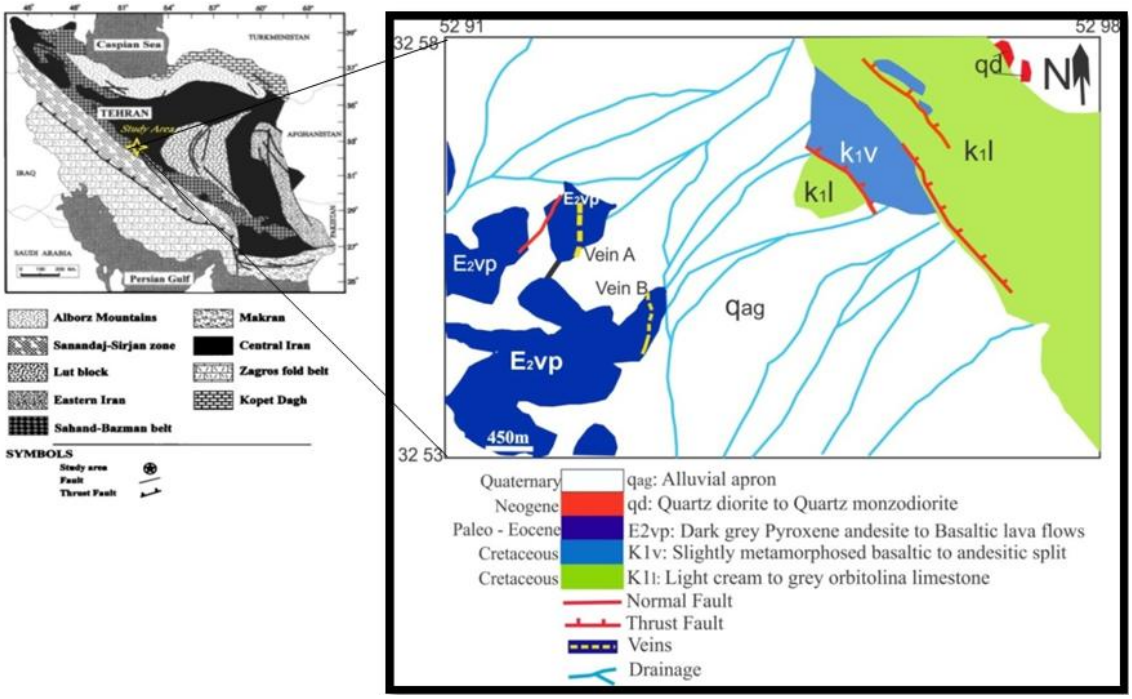
جدول ۱- غلظت عناصر موجود در رگه‌های A و B که با روش ICP-MS اندازه گیری شده است (مقادیر اکسیدها بر حسب درصد وزنی و بقیه عناصر بر حسب ppm). نمونه‌های V11 و V1 از رگه، V5 از سنگ تقریباً سالم، V14 و V2 از سنگ دگرسان دیواره رگه و V9 و V10 از سنگ دگرسان نزدیک رگه برداشت شده است.

| No | (A)V14 | (B)V2 | (B)V5 | (B)V9 | (A)V10 | (A)V11 | (B)V1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 62.3 | 58.86 | 56.9967 | 60.9693 | 59.999 | - | - |
| $Al_20_3$ | 16.45267 | 15.20729 | 14.530802 | 15.529 | 15.909 | - | - |
| $Fe_2O_3$ | 1.82 | 1.7704 | 1.6195597 | 1.759 | 1.72 | - | - |
| FeO | 4.503649 | 4.453789 | 4.035 | 3.03 | 4.2523585 | - | - |
| CaO | 2.927974 | 2.3392 | 1.4337 | 2.723872 | 2.055 | - | - |
| $Na_2O$ | 5.02426 | 4.331003 | 4.13 | 4.8 | 3.017 | - | - |
| MgO | 6.04973 | 5.149110 | 3.116 | 5.331578 | 3.08289 | - | - |
| $K_2O$ | 1.9287 | 1.75 | 1.67 | 1.04818 | 1.061 | - | - |
| $TiO_2$ | 0.365305 | 0.593411 | 0.436697 | 0.26005 | 0.3333612 | - | - |
| MnO | 0.79 | 0.25 | 0.1345513 | 0.2233914 | 0.0415792 | - | - |
| $P_2O_5$ | 0.169545 | 0.136658 | 0.216038 | 0.125202 | 0.306873 | - | - |
| Cu | 4970.59 | 11890 | 326.74 | 10504.705 | 4784.53 | 10000 | 12040.53 |
| Mo | 4.17 | 33.29 | 2.44 | 3.21 | 32.1 | 3.27 | 6.56 |
| U | 0.7 | 1.2 | 0.6 | 0.6 | 0.8 | 1.2 | 1.5 |
| Pb | 8691.55 | 2849.16 | 494.91 | 4541.38 | 10504.31 | 11321.4 | 10000 |
| Zn | 4185.3 | 347.2 | 218 | 4665.6 | 3848.8 | 5445 | 1183.6 |
| Ag | 69.237 | 1.945 | 0.489 | 34.292 | 42.256 | 62.706 | 1.577 |
| Ni | 9.8 | 17.5 | 1.4 | 5.5 | 16.2 | 23.4 | 24.5 |
| Co | 4 | 29.7 | 1.6 | 6.5 | 1.6 | 7.4 | 51.8 |
| As | 0.4 | 292.5 | 58.7 | 74.9 | 149.2 | 187.1 | 436 |
| Au | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.4 | 1.4 | 0.9 | 0.5 |
| Th | 2.2 | 2.3 | 2 | 1.3 | 1.1 | 1.2 | 1.8 |
| Sr | 130 | 111 | 302 | 186 | 417 | 327 | 407 |
| Cd | 11.11 | 0.81 | 0.38 | 11.36 | 19.56 | 24.62 | 2.14 |
| Bi | 0.17 | 1.82 | 0.84 | 1.44 | 0.2 | 1.49 | 16.51 |
| V | 9 | 19 | 32 | 9 | 8 | 14 | 37 |
| Cr | 46 | 118 | 48 | 74 | 118 | 140 | 48 |
| Ba | 53 | 150 | 1087 | 989 | 200 | 222 | 5407 |
| W | 0.3 | 0.3 | 0.6 | 0.3 | 0.5 | 0.7 | 1.5 |
| Zr | 3.1 | 9.2 | 19.2 | 7.2 | 1.7 | 3 | 20.5 |
| Sn | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.8 |
| Be | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 |
| Sc | 1 | 3 | 5 | 2.2 | 1.3 | 2.2 | 6.1 |
| Y | 16.2 | 13.9 | 8.7 | 8.1 | 5.3 | 9.7 | 7.2 |
| Hf | 0.1 | 0.7 | 0.33 | 0.22 | 0.1 | 0.12 | 0.79 |
| Rb | 115.9 | 121.42 | 262.5 | 157.9 | 128.3 | 133.4 | 154.2 |
| Ta | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 |
| Nb | 0.84 | 2.81 | 1.35 | 4.71 | 2.39 | 0.56 | 2.42 |
| Cs | 3.5 | 8.8 | 1.3 | 1.5 | 1.9 | 1.2 | 8.8 |

پس از عملکرد فاز کوهزایی اتریشین، آثار آن به‌صورت پدیده‌های آتشفشانی و تغییرات رسوبگذاری دیده می‌شود (خسروتهرانی، ۱۳۸۳). سنگ‌های ترشیری منطقه جنوب نائین با رسوبات پالئوسن شروع می‌شود (وهابی‌مقدم، ۱۳۷۲). فاز کوهزایی لارامید باعث چین‌خوردگی و گسلش سنگ‌های قبل از ائوسن شده است. جنس اغلب گدازه‌های ائوسن در منطقه و پیرامون آن، آندزیتی است. ولکانیسم دوره پلیو- پلیستوسن از نوع خشکی‌زایی در شمال‌غرب منطقه دیده می‌شود که جنس آن‌ها اغلب آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت و آندزیت‌بازالت است. آخرین فعالیت‌های مشاهده‌شده در منطقه مربوط به تشکیل تراورتن‌های کواترنری حاصل از چشمه‌های آبگرم در اطراف منطقه و در نهایت آبرفت‌های دوران چهارم است.

## روش انجام پژوهش

به‌منظور تعیین خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیالات کانه‌زا، تعیین جهت حرکت این سیالات و مرکز تقریبی کانه‌سازی، تعداد ۱۱ نمونه کوارتزی از دو رگه سیلیسی کانه‌زایی شده، یعنی رگه B در شرق- جنوب‌شرق و رگه A در شمال منطقه (شکل ۱) انتخاب شد.




شکل ۱- جایگاه زمین‌شناسی منطقه در ایران برگرفته از Hezarkhani و Williams -Jones (۱۹۹۸) و موقعیت رگه‌های نمونه‌برداری شده بر روی بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه (اقتباس از امینی و امینی چهرق، ۱۳۸۲)

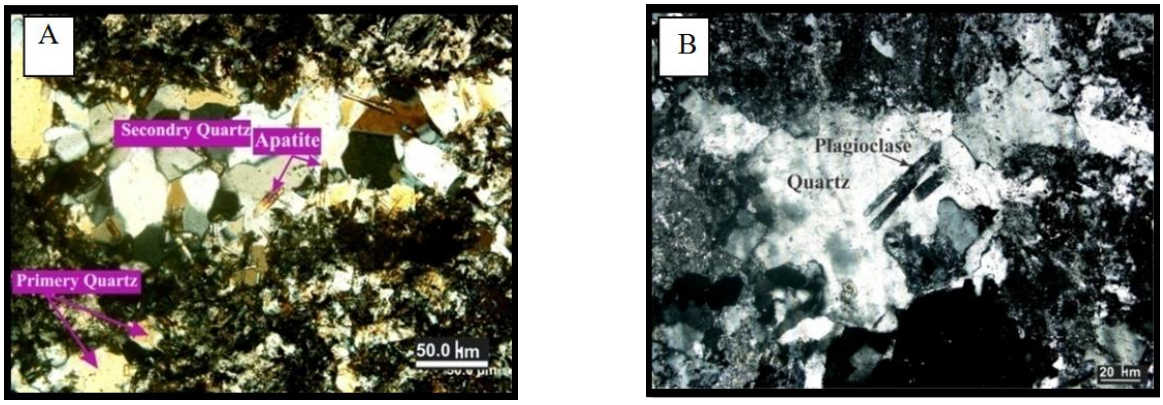
نظر به این که میان‌بارهای سیال حتی در لیتولوژی‌های یکسان، ممکن است تغییرات قابل ملاحظه‌ای در ترکیب و چگالی نشان دهند، بنابراین در این مطالعه، به‌منظور داشتن تأثیر کلی تغییرات میان‌بارهای سیال از یک بیرون‌زدگی دو یا سه نمونه برداشت شد. علت انتخاب کوارتز برای مطالعات میان‌بارهای سیال، شفافیت، عدم حضور کلیواژ و توانایی تبلور دوباره آسان است که محیط بسیار مناسبی برای محافظت میان‌بارهای سیال است (Wilkinson, 2001). آماده‌سازی این نمونه‌ها با تهیه مقاطع دو بر صیقل با ضخامت ۰/۳ تا ۰/۵ میلی‌متر انجام شد. مطالعات میکروترمومتری این مقاطع در آزمایشگاه میان‌بارهای سیال گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان با استفاده از استیج گرمایشی- سرمایشی دستگاه Linkam مدل THM600، با استانداردهای ترکیبی میان‌بارهای سیال و با فواصل دمایی ۱۰ درجه در هر اندازه‌گیری انجام شد. به‌منظور انجام مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری نیز از این رگه‌ها و سنگ درونگیر آن‌ها نمونه‌برداری و ۳۱ مقطع نازک، نازک- صیقلی و صیقلی در دانشگاه اصفهان تهیه شد. برای مطالعه دگرسانی‌ها در منطقه، تعداد ۱۱ مقطع نازک از سنگ‌های دگرسان اطراف دو رگه تهیه و مطالعه میکروسکوپی شدند. همچنین برای شناسایی رخداد تغییرات شیمیایی در طی دگرسانی‌ها نسبت به سنگ سالم، ۴ نمونه از سنگ‌های دگرسان و ۱ نمونه غیردگرسان با استفاده از روش ICP-MS آنالیز شیمیایی و مقایسه شدند.

## پتروگرافی

با توجه به بررسی‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی انجام شده، سنگ‌های دربرگیرنده رگه‌های کانه‌زایی شده به ترتیب اهمیت عبارتند از: گدازه‌های پیروکسن آندزیت، تراکی‌آندزیت، لیتیک توف و ماسه‌سنگ توفی که کانه‌سازی به دو صورت پراکنده در متن سنگ تا فاصله چند سانتی‌متری از رگه‌ها و عمدتاً همراه با رگه‌های کوارتزی رخ داده است.

**پیروکسن‌آندزیت**

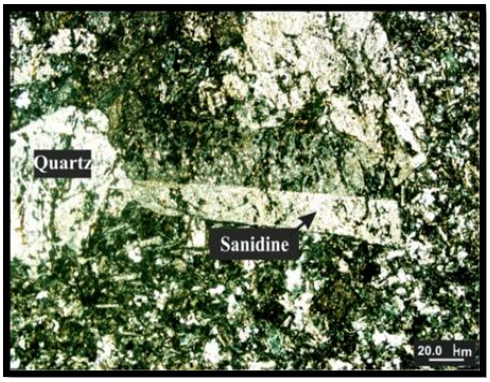
حجم عمده این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد که اغلب به کلسیت تجزیه شده‌اند. بافت این سنگ‌ها عمدتاً بادامکی بوده که توسط کلریت، اپیدوت و کلسیت پر شده است. کلینوپیروکسن خردشدگی زیادی در اثر فعالیت‌های تکتونیکی از خود نشان می‌دهد. آمفیبول و بیوتیت نیز اغلب به کلریت تجزیه شده‌اند. اپیدوت عمدتاً در امتداد درزه‌ها و شکاف‌ها تشکیل شده که بیانگر تشکیل آن طی دگرسانی گرمابی است. کوارتز که هم به‌صورت رگه‌ای و هم پراکنده در متن سنگ وجود دارد، در برخی از رگه‌ها بافت جانشینی دارد (تیغه‌هایی از فلدسپار در آن‌ها باقی مانده است) که نشان‌دهنده خروج سدیم و کلسیم از سنگ و ورود آن‌ها به محلول برای تشکیل کانی‌های جدید است (که احتمالاً در ایجاد دگرسانی پروپیلیتیک و مجموعه کانی‌های آن در منطقه بی‌تأثیر نبوده است). بنابراین این سنگ‌ها، دو نسل سیلیس‌زایی نشان می‌دهند: نسل اول به‌صورت اولیه و پراکنده در متن سنگ و نسل دوم به‌صورت رگه‌ای و حاصل از دگرسانی پس از تشکیل سنگ شکل گرفته‌اند (شکل ۲).




شکل ۲- نمایش دو نسل کوارتز در پیروکسن آندزیت‌های منطقه؛ A) کوارتز رگه‌ای و کوارتز اولیه (XPL)، B) کوارتز با منشأ جانشینی که تیغه‌هایی از پلاژیوکلاز در آن باقی مانده است (XPL)

**تراکی‌آندزیت‌ها**

این سنگ‌ها بافت پورفیری و گاهی تراکیتی داشته که در آن‌ها فنوکریست‌هایی از سانیدین با ماکل کارلسباد و کوارتز در زمینه‌ای از کانی‌های دانه ریز اپیدوت، کوارتز، سریسیت قرار گرفته‌اند (شکل ۳).




شکل ۳- بافت پورفیری (دانه‌های درشت کوارتز و سانیدین در زمینه‌ای از کانی‌های ریزتر) در تراکی‌آندزیت‌های منطقه (XPL)

**لیتیک‌توف**

در این سنگ‌ها نیز کوارتز به‌صورت فنوکریست و رگه‌ای موجود است.کلینوپیروکسن‌ها اکثراً به‌صورت کامل به اپیدوت تجزیه شده‌اند و فقط قالب‌هایی از آن‌ها مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز هم در خود سنگ و هم در قطعات لیتیک وجود دارند. قطعات لیتیک متشکل از پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن و زمینه شیشه‌ای است که بین این کانی‌ها را پر می‌کنند و به کانی‌های ثانویه مثل اپیدوت، کلریت، کانی‌های رسی، کلسیت و اپاک تبدیل شده‌اند. آپاتیت به‌صورت ادخال در فنوکریست‌های کوارتز مشاهده می‌شود. سریسیت در اثر تجزیه فازهای پتاسیم‌دار به مقدار کم دیده می‌شود.

اسفن نیز از تجزیه کانی‌های اپاک حاوی تیتان مثل ایلمنیت در اثر دگرسانی گرمابی به وجود آمده است (مهوری، ۱۳۸۸).

**ماسه‌سنگ توفی**

در این سنگ‌ها کلینوپیروکسن توسط فنوکریست‌هایی از پلاژیوکلاز که بافت پویی‌کلیتیک نشان می‌دهند، در بر گرفته شده است. پلاژیوکلاز در نتیجه سوسوریتی‌شدن به مجموعه کانی‌های اپیدوت، کلسیت و غیره تبدیل شده است. فلدسپارهای آلکالن به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. بیوتیت، کلریت، اپیدوت و کلینوزوئیزیت، سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی از دیگر کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌هاست (مهوری، ۱۳۸۸).

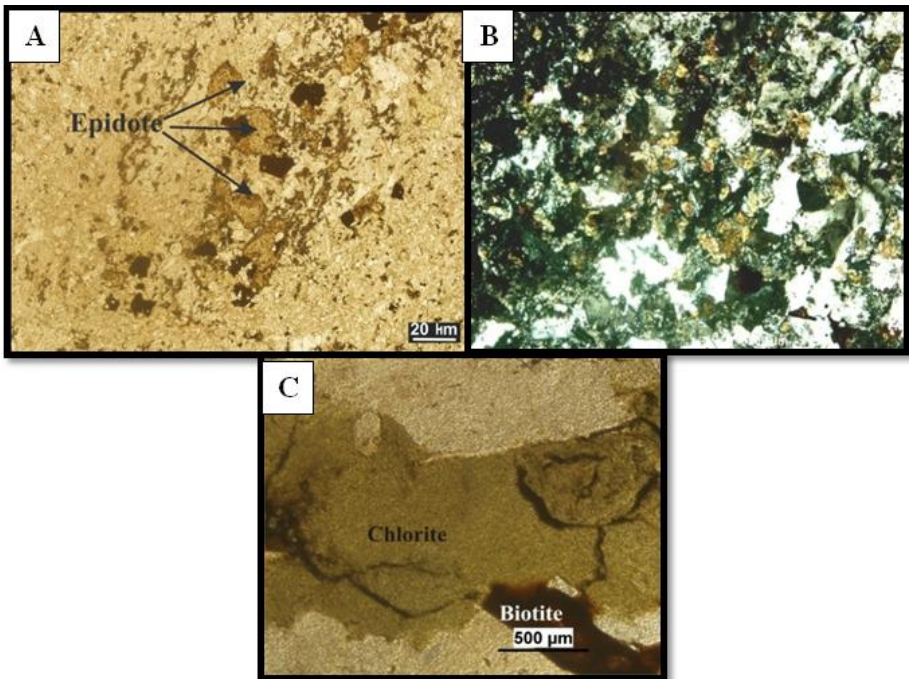
**دگرسانی‌ها**

سنگ‌های آتشفشانی این محدوده در نتیجه صعود سیالات ماگمایی تأخیری دستخوش دگرسانی‌های گرمابی با درجات ضعیف تا متوسط و مرز نامعلوم شده‌اند. به علت دمای پایین محلول کانه‌ساز، تنها دگرسانی‌های مشاهده شده در منطقه، دگرسانی‌های فراگیر پروپیلیتیک و سیلیسی است.

**دگرسانی پروپیلیتیک**

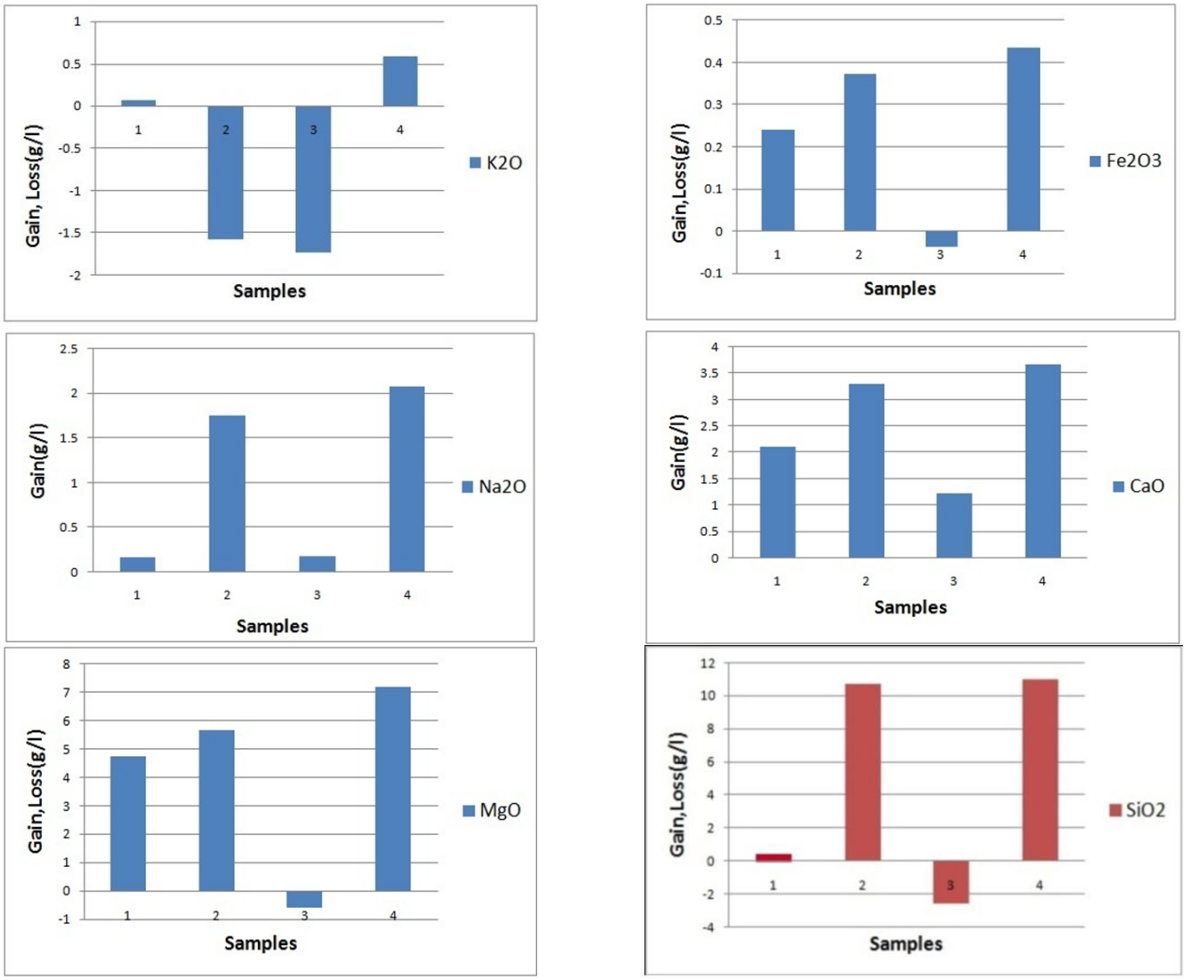
دگرسانی پروپیلیتیک در صحرا به‌صورت فراگیر ولی بدون مرز مشخص و تا فاصله زیادی از رگه‌های کانه‌زایی شده، مخصوصاً پیرامون رگه A دیده می‌شود. این دگرسانی تحت تأثیر محلول‌های غنی از Ca، Mg، Fe و Al و با pH قلیایی و نسبت بالای سیال به سنگ رخ داده و همراه با کانی‌های رسی و کانه‌های پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت به مقدار بسیار کم است. کانی‌های اصلی این نوع دگرسانی در منطقه، اپیدوت و کلریت هستند که در آن کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل ۴).

از کانی‌های فرعی این نوع دگرسانی می‌توان به آلبیت، کلسیت، سریسیت، آپاتیت (شکل ۲- A)، اسفن و رس (احتمالاً مونت‌موریلونیت) اشاره نمود.




شکل ۴- نمایش دگرسانی پروپیلیتیک در پیروکسن‌آندزیت‌های منطقه؛ A) اپیدوتی شدن پلاژیوکلاز (PPL)، B) اپیدوتی و کلریتی‌شدن پلاژیوکلاز و بیوتیت (XPL)، C) کلریتی‌شدن بیوتیت (PPL)

نمودار افزودگی- کاهیدگی عناصر موجود در سنگ‌های دگرسان‌شده در مقایسه با سنگ‌های دگرسان‌نشده در شکل ۵ نمایش داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در این نمودارها مقدار سیلیس و اکسیدهای آهن، سدیم، کلسیم و منیزیم افزایش یافته است که شاهدی برای تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک و سیلیسی بر روی سنگ‌های منطقه است، زیرا در این دگرسانی، اکسید سدیم به علت تشکیل آلبیت، کلسیم به علت تشکیل کلسیت و اپیدوت و نیز اکسید منیزیم به علت تشکیل اپیدوت و کلریت افزایش می‌یابند. ولی اکسید پتاسیم روند مشخصی نشان نمی‌دهد که یا به ترکیب ناهمگن محلول‌های گرمابی و یا به ماهیت شیمیایی سنگ اولیه یا هر دو اشاره دارد. سیلیس نیز به عنوان فرآورده جانبی حاصل از واکنش‌های رخ داده طی دگرسانی پروپیلیتیک تشکیل می‌شود.




شکل ۵- نمودارهای افزودگی- کاهیدگی عناصر موجود در سنگ دگرسان‌شده پروپیلیتیک که با مقایسهٔ غلظت این عناصر در سنگ دگرسان‌نشده منطقه ترسیم شده‌اند.

**سیلیسی‌شدن**

یکی از رایج‌ترین انواع دگرسانی در سیستم‌های گرمابی، سیلیسی‌شدن است که در منطقه به‌صورت رگه- رگچه‌های سیلیسی و سیلیسی‌شدن بخش‌هایی از سنگ دیواره به‌صورت پراکنده وجود دارد (شکل ۲- B). این دگرسانی بیشتر با امتداد شکستگی‌های کششی

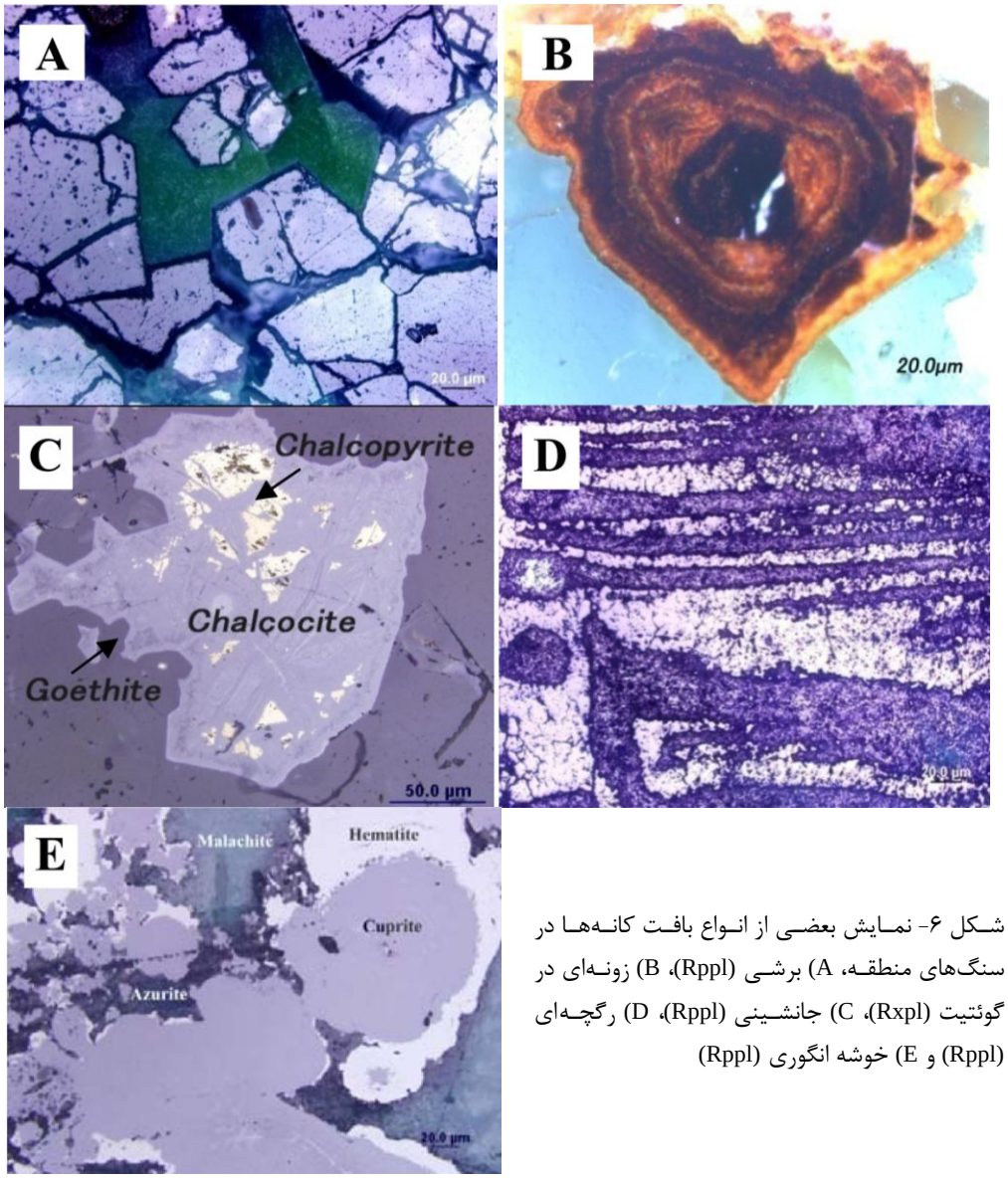
کانه‌زایی‌شده منطبق است. در واقع طی یک دگرسانی، کوارتز و اپیدوت با هم به‌وجود آمده‌اند (دگرسانی کوارتز- اپیدوت). یکی از راه‌های سیلیسی‌شدن تبدیل فلدسپار به سریسیت است. بنابراین، واکنش زیر پیشنهاد می‌شود:

$$3/2\ KAlSi_3O_8 + H^+ \Rightarrow 1/2\ KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3SiO_2 + K^+$$

## کانه‌نگاری

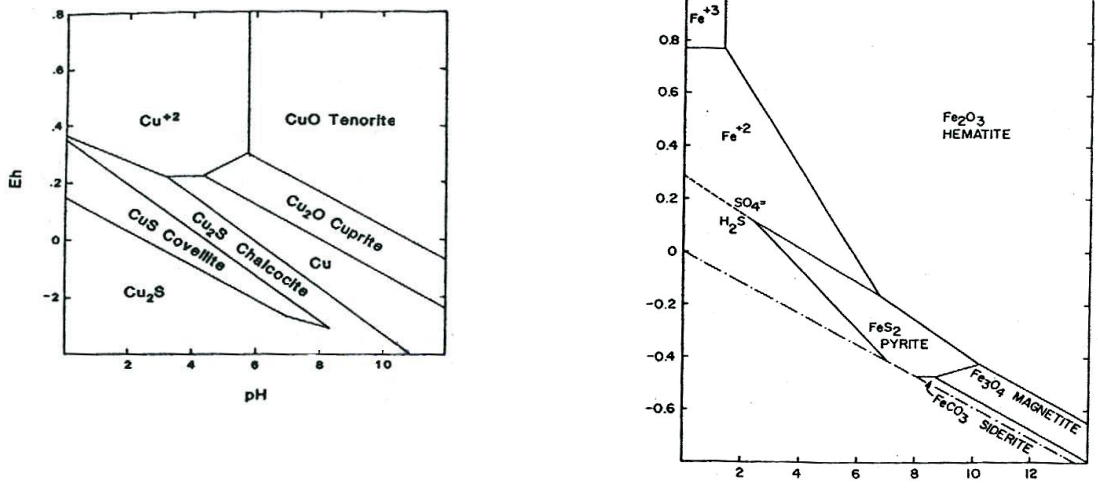
با توجه به انواع طبقه‌بندی‌های بافتی ارائه شده توسط Craig و Vaughan (۱۹۹۴)، بافت کانه‌های مورد مطالعه در این کانسار عمدتاً در گروه بافت‌های ثانویه، یعنی بافت‌هایی که پس از ته‌نشینی کانه به وجود می‌آیند، قرار می‌گیرد. مهم‌ترین بافت مشاهده شده در کانه‌ها، شکافه پرکن به‌صورت رگه‌ای و رگچه‌ای و به میزان کمتر بافت های جانشینی زونه‌ای و خوشه انگوری (اغلب حاصل اکسیداسیون) است (شکل ۶).

در این سنگ‌ها اثراتی از آگرگات‌های برشی ناشی از فرآیندهای تکتونیکی (رخ‌های مثلثی خمیده در گالن)، نیز دیده می‌شود.




شکل ۶- نمایش بعضی از انواع بافت کانه‌ها در سنگ‌های منطقه، A) برشی (Rppl)، B) زونه‌ای در گوئتیت (Rxpl)، C) جانشینی (Rppl)، D) رگچه‌ای (Rppl) و E) خوشه انگوری (Rppl)

به‌نظر می‌رسد در اندیس کالچویه، کانه‌های فلزی طی دو مرحله تشکیل شده‌اند و مطابق جدول ۲ کانی‌سازی اولیه یا هیپوژن دارای سه فاز سولفیدی کالکوپیریت، گالن و پیریت و یک فاز اکسیدی مگنتیت است. تشکیل همزمان پیریت و مگنتیت را از طریق شکل ۷ می‌توان توضیح داد. همان طور که در این شکل مشخص است، در مرز بین قلمروهای مربوط به پایداری مگنتیت و پیریت می‌توان هم‌زیستی این دو کانی را مشاهده کرد. یکی دیگر از عواملی که هم‌زیستی مگنتیت و پیریت در مرحله کانی‌سازی اولیه را تأیید می‌کند، نبود مگنتیت به همراه کانی‌های اکسیدان است. مطابق این شکل، مگنتیت در شرایط احیاتری نسبت به هماتیت تشکیل می‌شود و با توجه به همبودی هماتیت با کوپریت و گوئتیت در مقاطع صیقلی، هم‌زیستی مگنتیت و هماتیت با هم، در شرایط بسیار احیاتری نسبت به شرایط تشکیل هماتیت در این کانسار رخ می‌دهد. با توجه به شرایط فیزیکوشیمیایی ته‌نشست طلا و عدم حضور طلای خالص، این عنصر احتمالاً درون سایر کانی‌ها، مطابق جدول ۲ در مرحله هیپوژن نهشته شده است. کانی‌سازی سوپرژن با کانی‌های هماتیت، گوئتیت، لیمونیت، مالاکیت، آزوریت (مطابق شکل ۸ پس از تشکیل مالاکیت و از افزایش غلظت مس آن) و کوپریت در زون اکسیدان و بورنیت، کالکوسیت و کوولیت (که به ترتیب اطراف کالکوپیریت تشکیل می‌شوند) در زون غنی‌شدگی ثانویه مشخص می‌شود. در واقع علت اینکه سه کانی اخیر در گروه کانی‌های سوپرژن قرار داده شدند این است که با توجه به شکل ۸ این کانی‌ها در حال جایگزین شدن به‌جای گالن و کالکوپیریت اولیه هستند.




شکل ۷- روابط Eh-PH برای فازهای پایدار اکسیدها و سولفیدهای آهن و مس (Maynard, 1983)

در واقع، به دلیل اینکه قابلیت انحلال سرب در آب نسبت به مس بیشتر و میل ترکیبی مس با گوگرد نسبت به سرب بیشتر است، کانه‌های سرب‌دار جای خود را به کانه‌های مس‌دار می‌دهند.

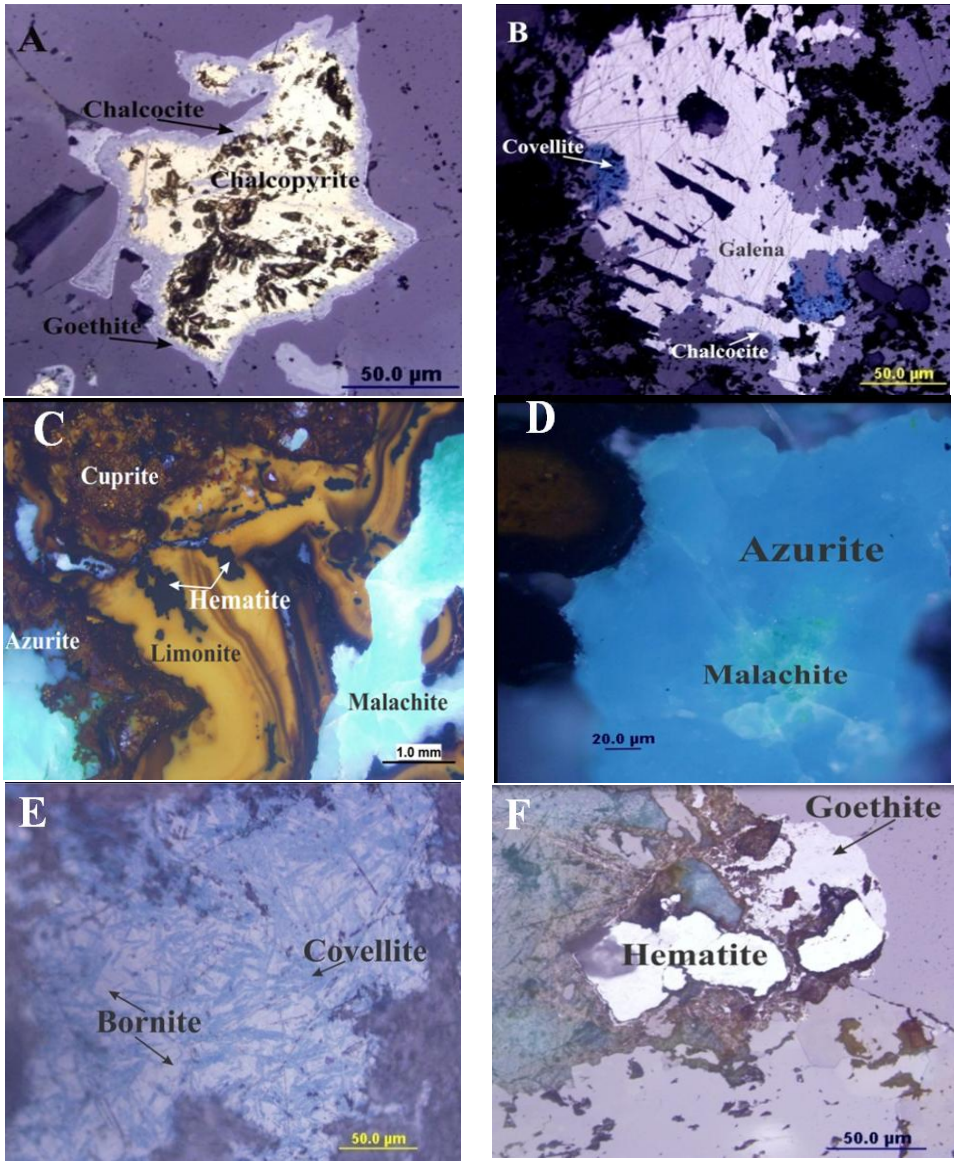
کالکوپیریت به‌صورت یک کانی اولیه با انجام واکنش زیر در رگه‌های کوارتز تشکیل شده است. منبع مس، سیال گرمابی و منبع آهن، سیال و نیز دگرسانی کانی‌های مافیک سنگ و در نتیجه آزاد شدن آهن آن‌هاست. در مراحل بعدی کانه‌زایی با افزایش غلظت مس، کالکوپیریت توسط بورنیت،

کالکوســـیت، کوولیـــت و هیدروکســـیدهای آهـــن جانشـین مـی‌شـود (شـکل ۸) و معمـولاً هالـه‌هـایی اطراف آن تشکیل می‌دهند:

$$Cu^{+} + Fe^{+2} + 2H_2S + 1/4O_2 \Rightarrow CuFeS_2 + 3H^{+} + 1/2\ H_2O$$

فرآینـدهای غنـی‌سـازی سـوپرژن باعـث مـی‌شـوند ضـمن تبـدیل کالکوپیریـت بـه کالکوسـیت و کوولیـت، نسبت Cu/S افـزایش یابـد کـه بـه تشـکیل کـانی‌هـای فقیر از آهن و گـوگرد و غنـی از مـس منجـر مـی‌شـود و آهـن موجـود در پیریـت و کالکوپیریـت نیـز اکسـید شده و به شکل گوئتیت آزاد می‌شود (شکل ۸).

در هـر دو رگـه کانـه‌هـای بـالا وجـود داشـته‌انـد، تنها با این تفـاوت کـه در رگـه B کانـه‌هـای مـس‌دار و در رگه A کانـه‌هـای سـرب‌دار مثـل گـالن و سـروزیت به مراتب بیشتر مشاهده شده است.




شکل ۸- نمایش بعضی از کانه های موجود در اندیس کالچویه؛ A) کالکوپیریت در حال جانشین شـدن توسـط کالکوسـیت و گوئتیـت (Rppl)، B) گالن در حال جانشین شدن توسط کالکوسیت و کوولیت (Rppl)، C) پاراژنز کـانی‌هـای اکسـیدی کوپریـت، هماتیـت، مالاکیـت، آزوریـت و لیمونیت (Rxpl)، D) مالاکیت با افزایش غلظت مس در حال تبدیل شدن به آزوریت (Rxpl)، E) بورنیت با افزایش مقدار مـس و از دسـت دادن آهن در حال تبدیل شدن به کوولیت (Rppl)، F) هماتیت در حال تبدل شدن به گوئتیت (Rppl)

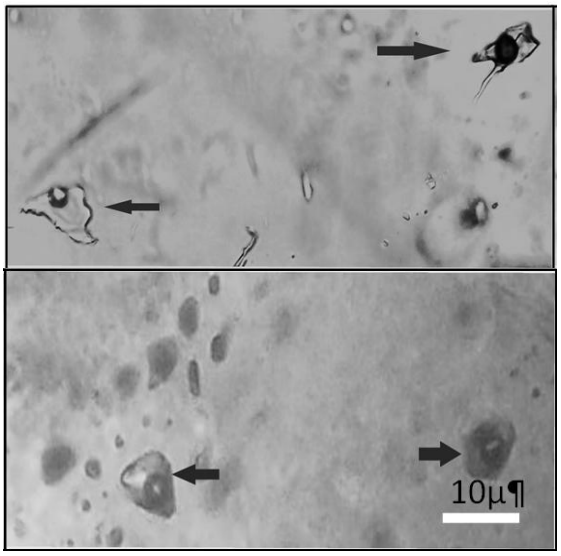
جدول ۲- نمایش توالی پاراژنزی کانی ها در اندیس مس کالچویه

| step of formation / Minerals | Hypo gene | Secondary Enrichment | Weathering |
|---|---|---|---|
| Pyrite | ---------- | ---------- | |
| Chalcopyrite | ▬▬▬ | ——— | |
| Gold | ------- | | |
| Galena | ▬▬▬ | ——— | |
| Magnetite | ---- | | |
| Chalcocite | | ▬▬▬ | |
| Bornite | | ▬▬▬ | |
| Covellite | | ▬▬▬ | |
| Malachite | | | ▬▬▬ |
| Azurite | | | ▬▬▬ |
| Cuprite | | | ▬▬▬ |
| Hematite | | | ---------- |
| Goethite | | | ▬▬▬ |

## بحث

### پتروگرافی میان‌بارهای سیال

میان‌بارهای سیال را می‌توان با پارامترهای دیداری مثل اندازه، شکل، رنگ، شاخص انکساری و مخصوصاً با فازهای موجود در دمای اتاق توصیف کرد (Alfons *et al.*, 2001). در نمونه‌های دو بر صیقل کوارتزی مربوط به هر دو رگه، حدود ۱۰۰ میان‌بار اولیه (جدول‌های ۳ و ۴) انتخاب شد. این میان‌بارهای منفرد از سطوح شکستگی کانی پیروی نکرده، دارای اشکال نامنظم بوده و ندرتاً کشیدگی دارند. اندازه این میان‌بارها از ۵ تا ۳۰ میکرون متغیر بوده، اغلب حدود ۱۵ میکرون و در برخی موارد، اندازه ۴۰ میکرون نیز دیده شد. این میان‌بارها عمدتاً کروی تا نیمه‌شکل‌دار بوده و گاهی اشکال کشیده نیز در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۹). در این میان‌بارها می‌توان پدیده گردن یافتگی (necking dawn) را نیز مشاهده نمود که در آن میان‌بارهای بزرگ، تخت و نامنظم تعادل مجدد یافته و در امتداد خاصی به میان‌بارهای کوچک تقسیم می‌شوند.




شکل ۹- نمونه‌هایی از میان‌بارهای سیال در اندیس کالچویه

بر اساس فازهای مشاهده شده در دمای اتاق، میان‌بارهای سیال در این نمونه‌ها بیشتر از نوع دو فازی غنی از مایع با حباب بخار تقریباً بزرگ (L+V) هستند که مطابق رابطه زیر، درجه پرشدگی (F) برای بیشتر آن‌ها معادل ۰/۲۸۵ محاسبه گردید:

$$F=V_L/V_L+V_v \Rightarrow F=1/2.5+1=0.285$$

که $V_L$ و $V_V$ به ترتیب حجم فاز مایع و حجم فاز بخار است.

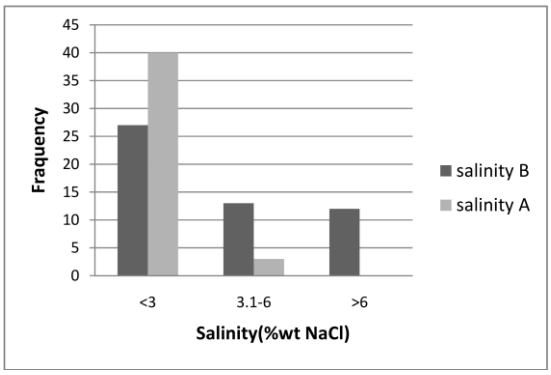
### ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال

مطالعات ریزدماسنجی عبارت است از مطالعه غیر مخرب برای تعیین دما، شوری، چگالی و ترکیب سیالاتی که مسبب کانی‌زایی شده‌اند.

## تعیین شوری

بـرای سیسـتم هـای آبگـین آب- نمـک، مطالعـات انجماد بهترین روش برای تعیـین شـوری میـان‌بارهـای آبگین است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خـالص رابطـه مستقیم با مقدار نمک موجـود در محلـول دارد. در ایـن مطالعه، پس از منجمد کردن نمونه‌هـا بـه‌طـور کامـل و گرم کـردن آن‌هـا، دمـای $T_{LM}$ از ۲/۶- تـا ۰/۲- درجـه سانتی‌گراد در رگه A و ۶- تا ۰/۱- درجه سانتی‌گراد در رگه B مشاهده شدند که با استفاده از نمودار Shepherd و همکاران (۱۹۸۵)، مقدار شوری به ترتیب در رگه A و B در محدوده ۰/۳۸ تا ۴/۲۳ و ۰/۱۶۶تـا ۹/۱۸۸ درصـد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد.

جـدول ۳ خصوصـیات میـان‌بارهـای سـیال در رگـه A، جدول ۴ این خصوصیات را در رگه B و شکل ۱۰ نمودار مربوط به شوری میان‌بارهـای سـیال در ایـن دو رگـه را نشان می‌دهد.




شکل ۱۰- نمودار شوری میان‌بارهای سیال در منطقه کالچویه

جدول ۳- خصوصیات فیزیکوشیمیایی میان‌بارهای سیال رگه A در منطقه کالچویه

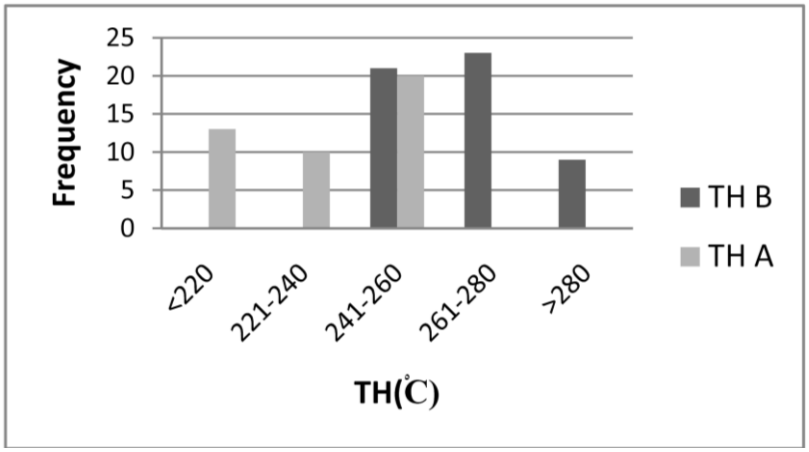
| Number of sample | Number of fluid inclusion | Tlm (°C) | Th (°C) | Type of homogenization | wt% NaCl | (Density) g/cm$^3$ | P, PS, S |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1** | 1 | -0.6 | 252 | To liquid | 0.993 | 0.797 | P |
| **2** | 2 | -1.6 | 238 | To liquid | 2.632 | 0.838 | P |
| **3** | 2 | -1.6 | 242 | To liquid | 2.632 | 0.832 | P |
| **4** | 2 | -1.6 | 235 | To liquid | 2.632 | 0.846 | P |
| **5** | 3 | -1.6 | 232 | To liquid | 2.632 | 0.846 | P |
| **6** | 3 | -1.7 | 242 | To liquid | 2.794 | 0.833 | P |
| **7** | 3 | -0.6 | 212 | To liquid | 0.993 | 0.858 | P |
| **8** | 2 | -0.6 | 210 | To liquid | 0.993 | 0.861 | P |
| **9** | 2 | -0.7 | 214 | To liquid | 1.158 | 0.857 | P |
| **10** | 3 | -0.6 | 216 | To liquid | 0.993 | 0.853 | P |
| **11** | 2 | -0.5 | 216 | To liquid | 0.827 | 0.851 | P |
| **12** | 2 | -2.6 | 240 | To liquid | 4.232 | 0.851 | P |
| **13** | 1 | -2 | 238 | To liquid | 3.278 | 0.844 | P |
| **14** | 5 | -1.8 | 243 | To liquid | 2.956 | 0.834 | P |
| **15** | 3 | -1.4 | 250 | To liquid | 2.306 | 0.816 | P |
| **16** | 2 | -0.9 | 248 | To liquid | 1.478 | 0.809 | P |
| **17** | 4 | -1.2 | 175 | To liquid | 1.979 | 0.820 | P |
| **18** | 2 | -0.6 | 220 | To liquid | 1.03 | 0.81 | P |
| **19** | 2 | -0.2 | 228 | To liquid | 0.88 | 0.83 | P |

جدول ۴- خصوصیات فیزیکوشیمیایی میان‌بارهای سیال رگه B در اندیس مس کالچویه

| Number of sample | Number of fluid inclusion | Tlm (°C) | Th (°C) | Type of homogenization | wt% NaCl | (Density) g/cm$^3$ | P, PS, S |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1** | 5 | -1 | 255 | To liquid | 1.65 | 0.8 | P |
| **2** | 3 | -0.9 | 255 | To liquid | 1.48 | 0.798 | P |
| **3** | 5 | -0.9 | 257 | To liquid | 1.488 | 0.798 | P |
| **4** | 3 | -0.8 | 298 | To liquid | 1.32 | 0.713 | P |
| **5** | 2 | -0.1 | 299 | To liquid | 0.166 | 0.692 | P |
| **6** | 2 | -4 | 265 | To liquid | 6.374 | 0.893 | P |
| **7** | 3 | -6 | 265 | To liquid | 9.188 | 0.875 | P |
| **8** | 2 | -6 | 260 | To liquid | 9.188 | 0.875 | P |
| **9** | 2 | -5.5 | 260 | To liquid | 8.513 | 0.868 | P |
| **10** | 2 | -6.1 | 257 | To liquid | 9.32 | 0.88 | P |
| **11** | 3 | -2 | 324 | To liquid | 3.27 | 0.688 | P |
| **12** | 2 | -1.8 | 324 | To liquid | 2.956 | 0.682 | P |
| **13** | 2 | -3.7 | 261 | To liquid | 3.278 | 0.844 | P |
| **14** | 4 | -3.5 | 263 | To liquid | 5.624 | 0.883 | P |
| **15** | 3 | -3.2 | 267 | To liquid | 5.624 | 0.827 | P |
| **16** | 3 | -3.3 | 261 | To liquid | 5.319 | 0.833 | P |
| **17** | 4 | -0.9 | 269 | To liquid | 1.487 | 0.773 | P |
| **18** | 4 | -0.9 | 277 | To liquid | 1.487 | 0.758 | P |

### تعیین دمای همگن شدن

هدف نهایی مطالعات حرارت‌دهی، اندازه‌گیری دمای نهایی همگن‌شدن است (دمایی که در آن، میان‌بار به‌صورت یک سیستم تک‌فازی در می‌آید). آزمایش حرارت‌دهی روی میان‌بارهای سیال منطقه انجام شد و نمونه‌ها در دمای حدود ۱۷۵ تا ۳۲۴ درجه سانتی‌گراد به فاز مایع تبدیل شدند، یعنی $L+V \Rightarrow L$. نمودار این دماها برای میان‌بارهای سیال رگه‌های A و B در شکل ۱۱ نشان داده شده است. این شکل نشان می‌دهد که دمای همگن شدن سیالات در رگه A بین ۱۷۵ تا ۲۵۲ و در رگه B بین ۲۵۰ تا ۳۲۴ درجه سانتی‌گراد است. البته دمای یکنواختی معادل دمای به دام افتادن سیال در زمان تشکیل نیست و بنابراین برای به‌دست آوردن دمای واقعی به دام افتادن میان‌بارهای سیال باید تصحیح عوامل فشار، چگالی و ترکیب محلول را انجام داد، زیرا دمای همگن شدن تابع این موارد است. به‌علت فشار پائین به دام افتادن سیالات در این منطقه، دماهای همگن شدن معادل یا نزدیک دماهای به دام افتادن سیال حین تشکیل بلورها در نظر گرفته می‌شود.




شکل ۱۱- نمودار مربوط به دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در اندیس مس کالچویه

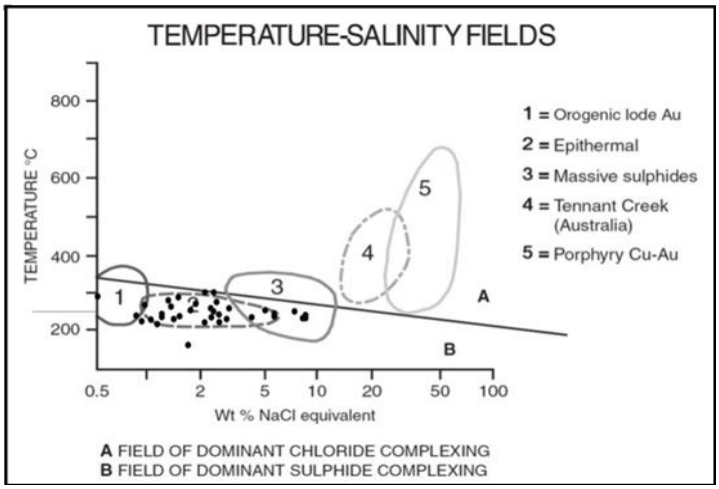
### تعیین چگالی میان‌بارهای سیال

برای تعیین چگالی، از نرم افزارهای طراحی شده، استفاده شد. پس از وارد کردن دمای همگن شدن و شوری میان‌بارهای سیال، چگالی در محدوده‌ای از ۰/۸۳-۰/۸۶۱ گرم برسانتی‌متر مکعب برای رگه A و ۰/۸۹۳ -۰/۶۸۲ گرم برسانتی‌متر مکعب برای رگه B (جدول‌های ۳ و ۴) به‌دست آمد.

### تعیین ترکیب میان‌بارهای سیال

علاوه بر روش‌های کمی، ترکیب شیمیایی میان‌بارهای سیال را می‌توان با روش‌های کیفی نیز تعیین کرد. با توجه به این که در این نمونه‌ها شوری بسیار پایین بوده، بنابراین هیچ‌گونه کانی نوزادی تشکیل نشده است ولی چون در دماهای یوتکتیک ($T_{FM}$) پایین‌تر از ۲۱ °C- نمک احتمالی موجود در سیال NaCl است، می‌توان به حضور کم کاتیون $Na^+$ و آنیون $Cl^-$ پی برد. از طرفی ترسیم داده‌های شوری و دمای همگن شدن اندیس کالچویه بر روی نمودار Large و همکاران (۱۹۸۸)، غلبه کمپلکس‌های بی‌سولفیدی را بر کلریدی نشان می‌دهد و بنابراین با توجه به دمای پایین سیالات می‌توان کمپلکس اصلی را کمپلکس‌های بی‌سولفیدی و زیرمجموعه‌های آن دانست (شکل ۱۲). وجود کانه‌های کالکوپیریت و

گـالن نیـز ایـن مطلـب را تأییـد مـی‌کنـد. کمـپلکس حمـل کننـده طـلا را نیـز مـی‌تـوان بـا توجـه بـه خصوصـیات سـیال کانـه‌زا مشـخص نمـود. در محلـول‌هـای آبگـین احیـایی، خنثـی و بـا شـوری و دمای کم در سیسـتم‌هـای اپـی‌ترمـال، طـلا احتمـالاً از طریق کمـپلکس $Au(HS)_2^-$ منتقـل مـی‌شـود کـه ایـن حالت انتقـال در سیسـتم‌هـای سولفیداسـیون پـایین و شـرایط خنثـی تـا قلیـایی رخ مـی‌دهـد (در شـرایط اسـیدی کمـپلکس بـی‌سـولفیدی حمـل کننـده طـلا AuHS است)، ولـی در محلـول‌هـای بـا دمـای بـیش از ۳۰۰ درجـه و شـوری بـالا و اسـیدی طـلا از طریـق کمـپلکس $Au(Cl)_2^-$ منتقـل مـی‌شـود کـه ایـن حالـت انتقـال در سیسـتم‌هـای سولفیداسـیون بـالا رخ مـی‌دهـد (Robb, 2005). بنـابراین، کمـپلکس اصـلی حمـل‌کننـده طـلا نیـز کمـپلکس‌هـای بـی‌سـولفیدی بوده‌اند.

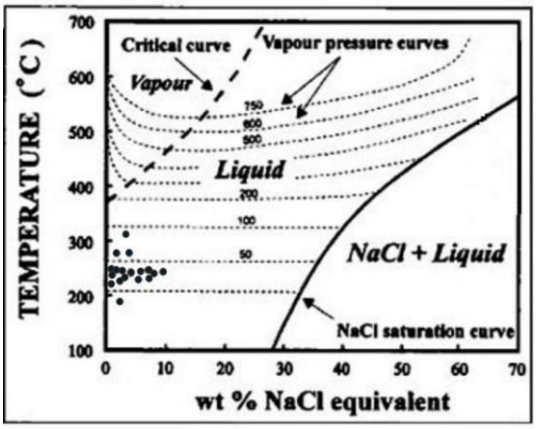



شکل ۱۲- حوضه‌های دما- شوری و منحنی تغییرات میانگین برای محدوده‌ای از سیستم‌های کانه‌زایی گرمابی (Large *et al*., 1988).

## تعیین فشار به دام افتادن سیال

با استفاده از رابطه $P=\rho gz$ می‌توان فشاری که در آن میان‌بارهای سیال به دام افتاده‌اند را تعیین کرد:

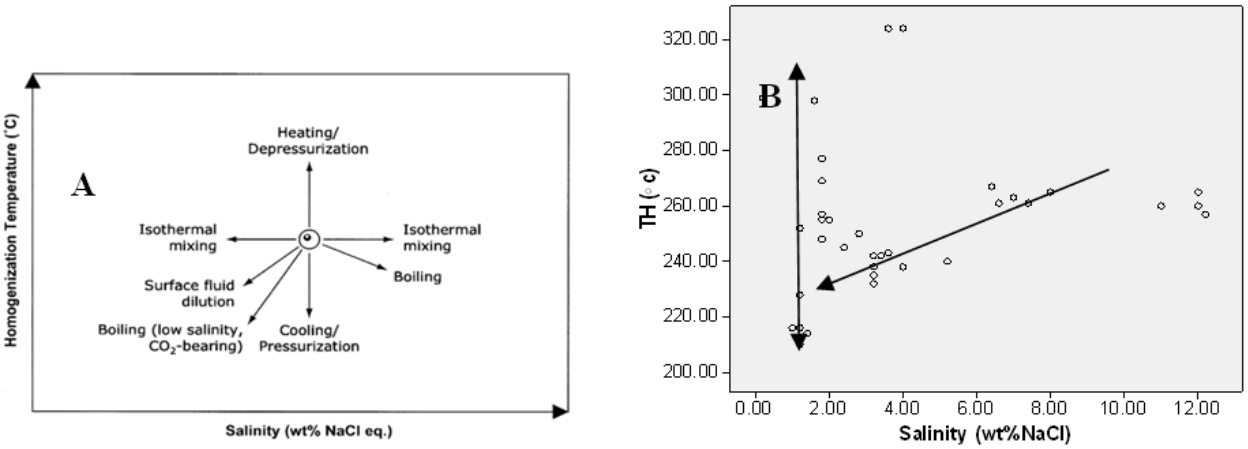
که در آن ρ چگالی میانگین سیال که در اینجا برای رگه A حدود ۰/۸۳۶ گرم بر سانتی‌متـر مکعـب و بـرای رگه B ۰/۸۰۴ گرم برسانتی‌متر مکعـب بـوده، g شـتاب گرانش زمین کـه در اینجـا معـادل ۹/۸ در نظـر گرفتـه می‌شود، z نیز عمق تقریبی کانه‌زایی اسـت کـه مهـوری (۱۳۸۸) آن را معـادل ۴۰۰ متـر در نظـر گرفتـه اسـت. نهایتاً P فشاری است که در آن سیال به دام افتاده و بـر حسب بار بیان می‌شود. مطابق این شرایط، فشار در رگه A تقریباً معادل ۳۲/۷ بار و در رگه B معـادل ۳۱/۵ بـار بوده است. راه دیگری که از طریق آن می‌توان بـه فشـار بخار محلول پی برد، استفاده از دیـاگرام Chou (۱۹۸۷) است. مطـابق ایـن دیـاگرام کـه در شـکل ۱۳ مشـاهده می‌شود فشار بخار حدود ۳۰ بـار اسـت کـه اسـتفاده از رابطه بالا را تأیید می‌کند.



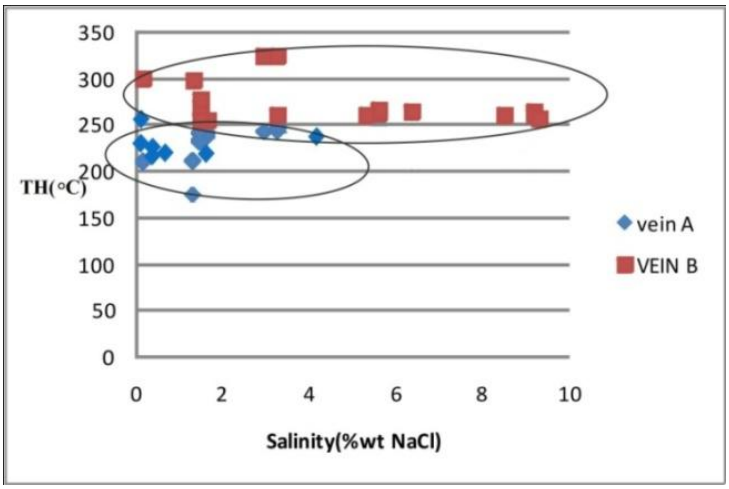

شکل ۱۳- دمای همگن شدن در مقابل شوری در سیستم $NaCl-H_2O$ (Chou, 1987).

## تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی مؤثر بر ته نشست ذخیره

برای انجام هر نوع تفسیر معنی‌دار لازم است که تعداد جمعیت میان‌بارهای سیال در منطقه مشخص شود. اگر چندین جمعیت وجود داشته باشند، لازم است ارتباط این سیالات که از طریق فرآیندهایی مثل مخلوط شدن سیالات، جوشش یا سرد شدن رخ می دهد، مشخص شود. با به کارگیری شوری و دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال می توان به این مسئله پی برد (شکل۱۴). معمولاً تعداد ۳۰ تا ۴۰ میان‌بار برای مشخص نمودن یک جمعیت خاص کافی است (باقری، ۱۳۸۹). مناسب‌ترین روش نمایش داده‌ها، نمودارهای دو متغیره و نمودارهای میله‌ای هستند. برای مثال شکل ۱۴ نشان‌دهنده دو جمعیت مجزای میان‌بارهای سیال منطقه است. در این شکل نمودارهای دمای همگن شدن در مقابل شوری را برای میان‌بارهای آبگین دو فازی در کوارتز رگه‌های A و B منطقه به‌منظور تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی کانه‌زایی و شکل ۱۵ این نمودار را برای هر دو رگه به‌صورت جداگانه نشان می‌دهد.




شکل ۱۴- A) نمودار شماتیکی جهات اصلی دمای همگن شدن- شوری در طی فرآیندهای مختلف تکامل میان‌بارهای سیال (Wilkinson, 2001) نمودار دمای همگن شدن- شوری میان‌بارهای سیال در ذخیره مس کالچویه جهت تعیین فرآیند کانه‌زایی



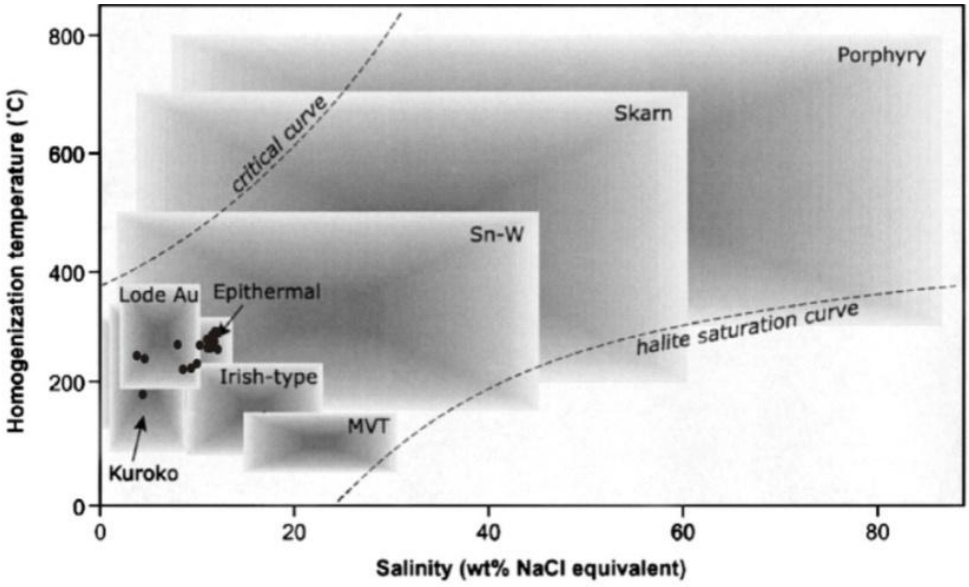

شکل ۱۵- نمودار دمای همگن شدن- شوری میان‌بارهای سیال در رگه‌های A و B.

ایـن شـکل‌هـا نیـز حضـور دو جمعیـت مختلـف از میان‌بارهای سیال دیده می‌شود. چنانچه در این شکل‌ها مشاهده می‌شـود، محـدوده تغییـرات مقـدار شـوری در میان‌بارهای سیال کالچویه تقریباً گسترده است که ایـن می‌تواند شاهدی بر اختلاط دو سیال (جوی و ماگمـایی) برای ته‌نشینی مس باشد. از طرفی دامنـه نسـبتاً وسـیع دمای همگن شدن سیالات در نمونه‌های مـورد مطالعـه نشان می‌دهد که فرآیند سرد شـدن سـاده نیـز یکـی از عوامل مؤثر در ته‌نشینی ماده معدنی بوده است. به دلیل عدم هم‌زیستی هم‌زمان سیالات غنی از بخـار و غنـی از مایع (باقری، ۱۳۸۹) و نبود برش‌های گرمابی در صـحرا نمی‌توان پدیده جوشش را فرآینـدی جهـت تـه‌نشسـت کانه‌ها دانست. بر اسـاس نظـر حسـنی پـاک (۱۳۸۱) و Pirajno (۲۰۰۹) کـه پیـدایش کلسـیت تیغـه‌ای و صفحه‌ای در سیستم‌های اپی‌ترمال را نشانه ته‌نشسـت از یک سیال در حال جوشش مـی‌داننـد، حضـور کلسـیت تیغه‌ای در حفرات سنگ‌های منطقه که توسط سـیلیس جانشین شده است و نیز حضور حبـاب بخـار بـزرگ در میان‌بارهای سیال می‌توانند نشـانه‌هـایی از رخـداد ایـن پدیده باشـند. بنـابراین، احتمـال رخـداد هـر دو پدیـده جهت ته‌نشست طلا، مس و سایر کانه‌ها وجود دارد.

## تعیین نوع ذخیره

شکل ۱۶ گروه‌های اصلی ذخـایر معـدنی بـر اسـاس دمای همگن شدن و شوری را نشان می‌دهد. این گروه‌ها حوزه‌های وسـیعی را در فضـای شـوری- دمـای همگـن شدن، اشغال می‌کنند کـه خـواص اساسـی سـیالات در حین تشکیل آن‌ها را بیان می‌کند و بین منحنی اشـباع نمک و منحنی بحرانی برای محلول‌هـای ضـعیف NaCl محدود می‌شوند. در این مطالعه، بر اساس مقایسـه ایـن نمودار با دماها و شوری‌های بـه‌دسـت آمـده از سـیالات ناحیه، اندیس مس کالچویه جزو ذخایر نـوع اپـی‌ترمـال قرار می‌گیرد که این مسأله با در نظر گرفتن شرایطی که Foster (۱۹۹۶) و Robb (۲۰۰۵)، بـرای کانسـارهای گرمابی در نظر گرفته‌اند، تأیید می‌شود.

بنابراین سیالات بیشتر از سطح منشأ گرفتند کـه در اعماق محدود رژیـم پوسـته شـکننده، گـردش کـرده و سیالاتی با شوری پایین و دمای کـم تـا متوسـط ایجـاد کرده‌اند. لازم به ذکر اسـت کـه دماهـای بـالایی کـه در چندین نمونه مشاهده شد، می‌تواند نشان‌دهنده چیرگی بیشتر سیالات ماگمـایی در آن‌هـا باشـد کـه بـه طـرف پوسته کـم عمـق مهـاجرت کـرده و بـا سـیالات جـوی مخلوط شده و شوری پائین ایجاد کرده‌اند.




شکل ۱۶- نمودار دمای همگن شدن- شوری انواع ذخایر معدنی (Wilkinson, 2001) و موقعیت شوری و دمای نمونه‌های کالچویه بر روی آن

## ارتباط دگرسانی و کانه‌زایی

طبق مطالعات دگرسانی و میان‌بارهای سیال، محلول‌هایی با درجات ترکیبی متفاوت از نوع ماگمایی و جوی مسبب کانه‌زایی در این ناحیه بوده‌اند: یکی سیال A با دمای کم (۱۷۵ تا ۲۵۰) و شوری بسیار پایین ۳۸/۰ تا ۴/۲۳ درصد وزنی معادل نمک طعام با چیرگی آب جوی بر آب ماگمایی و دیگری سیال B با دمای متوسط (۲۵۰ تا ۳۲۴) و شوری ۰/۱۶۶ تا ۹/۱۸۸ درصد وزنی معادل نمک طعام از مخلوط آب ماگمایی و جوی. در واقع سیال با ترکیب آب ماگمایی و جوی با دور شدن از مرکز اصلی کانه‌زایی (توده نفوذی که منبع سیال گرمابی غنی از سیلیس و مواد فرار و محرک گرمایی برای ایجاد یک سیستم گرمابی بوده است) با آب جوی بیشتری مخلوط و سردتر شده است. بنابراین دما و شوری کمتر در رگه A، میزان حضور آب جوی بیشتر را در این رگه نشان داده که دورتر از مرکز کانه‌زایی است. با توجه به حضور فراگیر دگرسانی پروپیلیتیک در منطقه و شرایط تشکیل این دگرسانی به نظر می‌رسد، سیالB با دما و شوری متوسط- کم، ضمن نزدیک شدن به سطح زمین، عبور از سنگ‌های آتشفشانی منطقه و اختلاط با آب جوی و در نتیجه کاهش بیشتر دما، آن‌ها را دگرسان کرده و بنابراین نسبت کاتیون‌ها در سیال به‌تدریج افزایش و غلظت یون هیدروژن کاهش می‌یابد. در این وضعیت به‌علت کاهش دما، رخداد جوشش و افزایش pH، زمانی‌که هنوز آب ماگمایی و جوی با هم مخلوط نشدند، پیریت، مگنتیت، گالن و کالکوپیریت در منطقه هیپوژن ته‌نشین می‌شوند و با افزایش این اختلاط کانه‌زایی به مرحله بعدی یعنی سوپرژن توسعه می‌یابد. به‌طور کلی، سیلیسی‌شدن، سریسیتی‌شدن و ته‌نشینی مس به‌صورت کالکوپیریت در مرحله سرد و رقیق‌شدگی رخ می‌دهند. بخش ماگمایی سیال A که در فاصله بیشتری نسبت به منشأ، آثار کانه‌زایی آن را می‌توان مشاهده کرد، به‌علت دوری از منشأ از مس فقیرتر و از سرب و روی غنی‌تر بوده است. علاوه بر این، بخش جوی سیال A که بیشتر در مرحله سوپرژن نقش داشته و احتمالاً $CO_2$ و $SO_4$ کافی برای ته‌نشینی کانی‌های کربناته مس و سرب و سولفات باریم داشته، ضمن ورود به درون زمین در منطقه اکسیدان، مالاکیت، آزوریت، سروزیت و هیدروکسیدهای آهن را ته‌نشین کرده و با رسیدن به زیر سطح آب زیرزمینی یا شرایط احیا، کالکوسیت، کوولیت و بورنیت را جانشین کالکوپیریت و گالن کرده است.

## نتیجه گیری

با توجه به مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری، دو بافت اصلی کانه‌ها، افشان و رگه‌ای است. با توجه به اینکه کانه‌های افشان تا فاصله چند سانتی‌متری از رگه‌های کانه‌زایی شده دیده شده‌اند، نمی‌توان هم‌زمانی نهشت کانه و سنگ میزبان را پذیرفت. از طرفی با توجه به اینکه مواد طی دگرسانی سنگ دیواره از دو طریق تراوش (جریان سیال در طول سنگ) و انتشار (انتقال جرم بوسیله سیالات راکد درون خلل و فرج یا دانه به دانه) منتقل شده‌اند و انتشار معمولاً در فاصله کم رخ می‌دهد، می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌های با بافت افشان در نزدیکی رگه‌ها عمدتاً از طریق فرآیند انتشار و کانه‌های همراه با رگه‌های سیلیس بیشتر از طریق فرآیند تراوش تشکیل شده‌اند. تجزیه و تحلیل نمودارهای حاصل از اندازه‌گیری دمای همگن شدن و شوری میان‌بارهای سیال در نمونه‌های کوارتز ناحیه کالچویه نشان‌دهنده دو جمعیت متفاوت از میان‌بارهای سیال است که محدوده کلی دمای همگن شدن در آن‌ها ۱۷۵ تا ۳۲۴ درجه سانتی‌گراد و شوری پایین است. بنابراین اختلاط دو سیال با منشأ جوی و ماگمایی که از طریق آزمایشات ایزوتوپی (مهوری، ۱۳۸۸)، نیز تأیید شده است و احیاناً جوشش، تغییرات فیزیکوشیمیایی مسبب کانه‌زایی بوده‌اند.

همچنـــین، بـــر اســـاس ایـــن مطالعـــات، کمـپلکس‌هـای اصـلی حامـل مـس و طـلا در ایـن ذخیره، کمپلکس‌هـای بـی‌سـولفیدی بـوده‌انـد. شـوری و دمای پـایین سـیالات کانـه‌سـاز، موقعیـت تکتـونیکی منطقه که جـزو کمـان آتشفشـانی و منـاطق هـم‌زمـان بـا برخـورد بـوده، ماهیـت کالـک آلکـالن و ترکیـب ماگمـای مولـد کانـه‌زایـی کـه ازنـوع تونـالیتی اسـت، پـاراژنز کـانی‌هـا و حضـور کـوارتز بـا چیرگـی بافـت قشرگونه، شـکافه پـرکن و تیغـه‌ای، پراکنـدگی و انـواع دگرسـانی‌هـا کـه از نـوع پروپیلیتیـک بـوده، ماهیـت سـیال کانسارسـاز کالچویـه کـه خنثـی و احیـایی اسـت، ایـن انـدیس (رگـه A) را در محـدوده نـوع اپـی‌ترمـال نـوع سولفیداسـیون پـایین قـرار مـی‌دهنـد (به‌علت تمرکز بیشـتر عناصـر تحـت کانسـاری در رگـه B و دمـا و شـوری بـالاتر آن نسـبت بـه رگـه A، احتمـالاً ایـن رگـه در گـروه اپـی‌ترمـال سولفیداسـیون بالا قرار می‌گیرد).

با توجه بـه اینکـه بـا حرکـت از رگـه B بـه سـمت رگـه A، میـانگین دمـای همگـن شـدن و شـوری کـاهش، میـزان عناصـر فـوق کانسـاری مثـل سـرب، نقـره، آنتیمـوان و کـادمیوم افـزایش، میـزان عناصـر تحـت کانسـاری مثـل مـس، نیکـل و کبالـت کـاهش و کانـه‌زایـی گـالن افـزایش یافتـه اسـت (جـدول ۱) و همچنـین دگرسـانی پروپیلیتیـک بـا وسـعت بیشـتری نمـود مـی‌یابـد (چـرا کـه ایـن دگرسـانی در فواصـل بیشـتر از مرکـز اصـلی کانـه‌زایـی و در دمـای کمتـر شـکل مـی‌گیـرد)، جهـت احتمـالی حرکـت سـیال گرمـابی کانـه‌دار از شـرق تـا جنـوب‌شـرقی بـه سـمت شمال‌غرب بـوده و مرکـز تقریبـی کانـه‌سـازی بـه رگـه جنوب‌شرقی یعنی رگه B نزدیک‌تر بوده است.

## تشکر و قدردانی

از همکـــاری و زحمـــات آقـــای دکتـــر رضـــا شمسـی‌پـور دهکـردی و دکتـر محمـدعلی مکـی‌زاده سپاسگزاری می‌شود.

## منابع

آقانباتی، ع. (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

امینی، ب. و امینی چهرق، م. (۱۳۸۲) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

باقری، ه. (۱۳۸۹) مقدمه‌ای بر نمونه‌برداری و تجزیه دستگاهی نمونـه‌هـای معـدنی و زیسـت‌محیطـی. انتشـارات جهـاد دانشـگاهی اصفهان، اصفهان.

شهاب پور، ج. (۱۳۸۶) زمین شناسی اقتصادی. انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان.

حسنی پاک، ع. ا. (۱۳۸۱) اکتشافات ذخایر طلا. انتشارات دانشگاه تهران، تهران.

خسروتهرانی، خ. (۱۳۸۳) زمین شناسی ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.

قربانی، م، (۱۳۸۶) زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران. انتشارات آرین زمین، تهران.

منصوری، م. (۱۳۷۱) بررسی زمین شناسی و پترولوژی توده‌های نفوذی گجد در ارتباط با ولکانیک‌های اطراف در جنوب‌غربی نائین. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ایران.

مهوری، ر. (۱۳۸۸) مطالعات پترولوژیکی و کانی‌شناسی دگرسانی‌های گرمـابی در گردنـه ملااحمـد. پایـان‌نامـه کارشناسـی ارشـد، دانشگاه اصفهان، ایران.

وهابی‌مقدم، ب. (۱۳۷۲) مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های ماگمایی- دگرگونه جنوب نائین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ایران.

Alfons, M. and Ulrich, F. (2001) Fluid inclusion petrography. Lithos 55: 27-47.

Chou, I. M. (1987) Phase relations in the system NaCl-KCl-H2O: Solubitity of halite in vapor-saturated liquids above 445°C and redetermination of phase equilibrium properties in the system $Na_2O$-$H_2O$ to 1000°C and 1500 bars. Geochemica et cosmochimica Acta 51: 1965-1975.

Craig, J. R. and Vaughan, D. J. (1994) Ore microscopy and ore petrography. Blackwell Publishing, Oxford.

Foster, R. P. (1991) Gold Metallogeny and Exploration. Blackie, London.

Hezarkhani, A. and Williams-Jones, A. E. (1998) Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry Copper deposite, Iran: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes. Economic Geology 93: 651-670.

Large, R., Huston, D., McGoldrick, P., McArthur, G. and Ruxton, P. (1988) Gold distribution and genesis in Paleozoic volcanogenic massive sulphide systems. In: Geological Society of Australia 22: 121-126.

Maynard, J. B. (1983) Geochemistry of sedimentary ore deposits. John Wiley & Sons, NewYork.

Pirajno, F. (2009) Hydrothermal processes and mineral systems. Springer sicence, Berlin.

Richardson, C. K., Ray, R. O. and Wasserman, N. D. (1988) The chemical and thermal evolution of fluids in the cave-in-rock fluorspar district, Illinois: Stable isotope systematic at the Deardroff mine. Economic Geology 83: 765-783.

Robb, L. J. (2005) Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing, Oxford.

Shepherd, T. J., Rankin, A. H. and Alderton, D. H. M. (1985) A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and son, Glasgow.

Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusion in hydrothermal ore deposite. Lithos 55: 229-272.

# Determination of approximate center of mineralization and precipitation conditions of copper-gold using minerallography and fluids inclusions in the Kalchouyeh occurrence (Southwest Naein)

**Hengameh Hosseini Dinani and Hashem Bagheri ***

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

## Abstract

The Kalchouyeh area, southwest of Nain is located in the Uromieh-Dokhtar volcano-plutonic belt. From the lithologic point of view, this area is mainly comprised of pyroxene andesite lavas, trachy- andesites, tuffic sand stones and lithic tuffs. Mineralization (Cu=Ave. 7637.755, Au=Ave. 0.55 ppm)occurred mainly as disseminations and veinlets hosted by trachy andesite and pyroxene andesites. Fluid inclusion and minerallographic studies were carried out to determine the direction and the source of the ore - bearing fluids. The two major mineralized zones: A (larger vein) from the North-Northwest and B (smaller vein) from the East-Southeast of the area were sampled. The alteration studies have revealed that the main alteration assemblages are comprised of silicification and propylitic. The ore minerals are chalcopyrite, galena, pyrite, bornite, chalcocite, covellite, goethite, malachite, azurite and cuprite with quartz, calcite and barite as the main gangues. By means of these evidences, it seems that two major processes that carry ore elements are diffusion adjacent to fractures and mainly infiltration into fractures. Petrographic studies on fluid inclusions indicate that most of them are circular to subhedral and in some cases elongated in shape. The most studied inclusions are two phases (L+V) type having a relatively big vapor bubble. The direction of ore bearing fluids movement is determined according to homogenization temperature, salinity of fluid inclusions and types of mineralization, from east-southeast to north-northwest. It seems that approximate site of mineralization center is located adjacent to small vein B. On the base of aforementioned evidences, the principle deposition mechanism of ore minerals was mixing of two meteoric and magmatic fluids and the mineralization is Low-sulphide epithermal in type.

**Key words:** Kalchouyeh, Inclusion fluids, Trachy andesite, Petrology, Minerology, Epithermal

* h.bagheri@geol.ui.ac.ir