

# مطالعه کوارتزهای گرمابی بر پایه کاتدولومینسانس (CL)، ریزدماسنجی و لیزر رامان در کانسار لاطلا، شمال میدوک

فریبا پادیار<sup>۱</sup>، محمد رهگشای<sup>۲</sup>، سعید علیرضایی<sup>۳</sup>، محمد پورمعافی<sup>۴</sup>، الکساندر تورینتا<sup>۵</sup>، الویه واندرحق<sup>۶</sup> و ماری کمیل کومون<sup>۷</sup>

دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران  
 ۱ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران  
 ۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران  
 ۳ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران  
 ۴ دانشیار، دپارتمان زمین‌شناسی مرکز، دانشگاه لورین، نانسی، فرانسه  
 ۵ استاد، دپارتمان زمین‌شناسی، دانشگاه تولوز، تولوز، فرانسه  
 ۶ استاد، دپارتمان زمین‌شناسی مرکز، دانشگاه لورین، نانسی، فرانسه  
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۶/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۰۷

## چکیده

در سنگ‌های آتشفشانی منطقه لاطلا در شمال میدوک، کانسار رگه‌ای دارای کانی‌سازی عناصر پایه و گرانبها گسترش یافته است. در این رگه‌ها کوارتزهای خودشکل همراه با کانه‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپریت، گالن و اسفالریت) با ساختارهای پرکننده فضاهای خالی وجود دارد. مطالعات کاتدولومینسانس روی انواع کوارتزهای رگه‌ای امکان تعیین نسل‌های مختلف کوارتز را امکان‌پذیر کرد. وجود منطقه‌بندی رشدی و رویشی (Overgrowth) نشان از تحول چند مرحله‌ای کانی‌سازی از سیال‌هایی با ترکیب مختلف دارد. بالاترین دمای همگن‌شدگی میانبراهای سیال در مرکز بلور کوارتز ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و بیش از دمای همگن‌شدگی آن در حاشیه دارای رویشی با دمای پایین همگن‌شدگی ۱۳۵ درجه سانتی‌گراد است. در میانبراهای سیال در این کوارتزهای گرمابی، دامنه دمای همگن‌شدگی از ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد تا ۱۳۱ درجه سانتی‌گراد و شوری از ۱۷/۰ تا ۷/۷ (wt % equi-NaCl) است. حضور CO<sub>2</sub> در شماری از نمونه‌های میانبراهای سیال هم به وسیله تجزیه لیزر رامان و هم ریزدماسنجی تأیید شده است. شناسایی فازهای جامد در میانبراهای سیال با مطالعه سنگ‌نگاری میانبراهای سیال و تجزیه لیزر رامان انجام و حضور فازهای جامد فیلسیلیکات همانند مسکوویت، ایلیت و کانی‌های کوارتز، کلریت، فازهای کربناتی (داواسونیت-ناتروکربنات) و اکسید آهن تأیید شده است. تنها در دو نمونه فاز جامد هالیت بود. حضور فازهای غنی از بخار و غنی از مایع میانبراهای سیال و شواهد بافتی کانی‌ها بیانگر فرایند جوشش در طی تشکیل کوارتزهای گرمابی و کانه‌سازی است. نسبت ایزوتوپی گوگرد برای کانی‌های پیریت، کالکوپریت، گالن و اسفالریت از ۱-۱۰٪ تا ۹-۸٪ متغیر است که نشانگر منشأ ماگمایی برای گوگرد است. نسبت ایزوتوپی گوگرد در سیال گرمابی با توجه به میانگین دمای تشکیل کانسنگ میان ۱/۸٪ تا ۹/۲٪ است. با توجه به نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی میانبراهای سیال و مطالعات لیزر رامان به نظر می‌رسد سیال‌ها و بخارهای گرمابی از یک توده ژرف ماگمایی در ژرفا از راه شکستگی‌ها نفوذ کرده و طی فرایندهای جوشش، آمیختگی دو سیال و واکنش سیال با سنگ دیواره سبب تشکیل کوارتزهای گرمابی همراه با کانه‌های سولفیدی شده است که متأثر از نفوذ توده‌های پورفیری جوان‌تر در آنهاست. شواهد موجود نشان از روند تغییر و تحولات سیال‌های گرمابی از منشأ ماگمایی با بالا به سمت اپی‌ترمال در منطقه دارد.

**کلیدواژه‌ها:** کوارتز گرمابی، میانبر سیال، لاطلا، کاتدولومینسانس، ریزدماسنجی، لیزر رامان.

**\*نویسنده مسئول:** فریبا پادیار

E-mail: padyar@geologist.com

## ۱- پیش‌نوشتار

هدف این پژوهش تعیین تحولات سیال‌های کانه‌ساز در کانسار لاطلا، مشخص کردن ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی آنها و رابطه کانی‌سازی در لاطلا با سیال‌های ماگمایی ناشی از نفوذ توده‌های پورفیری مرحله بعدی است. در انجام این پژوهش از روش‌های مختلفی چون مطالعه سنگ‌نگاری با کاتدولومینسانس (CL)، تجزیه لیزر رامان، مطالعه ریزدماسنجی میانبراهای سیال و ایزوتوپ پایدار گوگرد استفاده شده است. کاتدولومینسانس (CL)، به عنوان یک ابزار مفید در مطالعه ریزشکستگی‌ها و انواع منطقه‌بندی در کانی‌هایی به کار می‌رود که با استفاده از نورهای بازتابی و انکساری انسان توانایی دیدن آنها را ندارد. از کاتدولومینسانس (CL) نیز برای مطالعه فرایندهای مختلف زمین‌شناسی همانند سنگ‌نگاری رسوبات، فرایندهای دیاژنز و ژئوکرونولوژی (Zircon U-Pb)، استفاده می‌شود (Tome and Tornos, 2009; Penniston-Dorland, 2001). اما امروزه این روش در مطالعه کانی‌های حاصل از فرایندهای گرمابی، از جمله زیرکن و کوارتز گرمابی، استفاده می‌شود. برای داشتن نتایج دقیق‌تر از این مطالعه این روش با روش‌هایی همچون تجزیه لیزر رامان- ریزدماسنجی و LA-ICP-MS میانبراهای سیال استفاده می‌شود تا بتوان تاریخچه روند تغییر و تحولات سیال‌ها را طی تشکیل یک کانسار تعیین کرد. (Tome and Tornos (2009) بر این باورند که در بیشتر مواقع، بلورهای کوارتز دارای منطقه‌بندی، شامل میانبراهای سیال به دام افتاده‌ای هستند که در مراحل مختلف

روند تغییرات سیال از مراحل ماگمایی به اپی‌ترمال قرار دارند. تغییرات دما، ترکیب شیمیایی و میانبراهای کانیایی، همه بیانگر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاص طی تشکیل بخش‌های مختلف منطقه‌بندی رشدی در کوارتز هستند. ساختارهای رشد ناقص- ساختارهای تار عنکبوتی در حقیقت مربوط به تاریخچه و روند تحولات کمپلکس‌های سیال‌هایی است که کوارتزهای نسل بعدی در شکستگی‌های کوارتزهای خودشکل گرمابی در مراحل بعدی رشد یا تبلور دوباره پیدا می‌کند (Tome and Tornos, 2009). برای تعیین ترکیب سیال می‌توان از ترکیب بخش مایع میانبراهای سیال استفاده کرد و با تعیین درصد شوری بر پایه Tm ترکیب سیال کانی‌ساز را از دید شیمی بررسی کرد. دمای همگن‌شدگی (Th) میانبراهای سیال در بخش‌های مختلف منطقه‌بندی یک کوارتز می‌تواند معرف دمای آن سیال در هنگام تشکیل آن بخش از کانی باشد. می‌توان از لیزر رامان، افزون بر تعیین ترکیب فاز بخار میانبر سیال، برای آگاهی از ویژگی‌های محیط از دید Eh-PH و تشخیص فازهای جامد (فاز اسیر) و کانی‌های نوزاد استفاده کرد که طی تشکیل میانبراهای سیال به دام می‌افتند. حضور فازهای جامد کانی در میانبراهای سیال مانند کوارتز، مسکوویت، کانی‌های کربناتی، کانی‌های رسی- کلریت از ویژگی‌های آشکار سیال‌های گرمابی است (Coveney and Kelly, 1971; Roedder, 1992; Einali et al., 2011; Moncada and Bodnar, 2012).

## ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال باختر نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی شهر بابک و شمال معدن میدوک قرار دارد (شکل ۱). بر پایه مطالعات (Dimitrijevic, 1973) کهن‌ترین سنگ‌های این ناحیه فلیش و آمیزه‌های رنگین با سن کرتاسه پسین هستند که در بخش شمال و شمال خاوری رخنمون دارند. راندگی این واحد زمین‌شناسی روی توده‌های آتشفشانی بر پایه گسل راندگی در منطقه است. در بخش شمال خاوری منطقه مورد مطالعه، بخش کوچکی از این فلیش در شکل ۱ دیده می‌شود. ائوسن با فلیش قاعده‌ای آغاز و سپس با رسوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک و مارن ادامه پیدا می‌کند. گدازه‌های این زمان با ترکیب داسیت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی‌بازالت و آذرآواری‌های وابسته و کمی ایگنمبریت بیشترین برونزدهای این محدوده را تشکیل می‌دهند. توده‌های نفوذی منطقه را گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت و مونزونیت کوارتزارد به سن پس از ائوسن تشکیل می‌دهند که در بخش خاوری منطقه مورد مطالعه توده نفوذی پورفیری سارا و در بخش جنوبی آن، توده نفوذی میدوک قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۱۶). منطقه مورد مطالعه، در شمال مجتمع مس میدوک در باختر استان کرمان قرار گرفته است. ناحیه شهر بابک در شمال کمر بند ماگمایی دهج-ساردوییه یا کمر بند مس کرمان قرار دارد که خود بخش جنوبی کمر بند تکنونوماگمایی ارومیه-دختر است. کمر بند سنوزویک ارومیه-دختر (UDMB) ایران با گسترش طولی بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر از شمال باختر تا جنوب خاور به موازات کوه‌های زاگرس در باختر ایران گسترش یافته است. این کمر بند یک سیستم نفوذی-آتشفشانی شامل کانسارهای پورفیری مس-مولیبدن-طلاست که با کانسارهای بزرگی همانند سرچشمه و میدوک در جنوب و سونگون و مسجدداغی در شمال آن مشخص می‌شود. ذخایر نوع رگه‌ای و فلزات پایه و گرانبه‌ها نیز با کانی‌سازی پورفیری مس در این کمر بند همراه است (مؤمن‌زاده، ۱۳۶۱؛ سبزه‌ای، ۱۳۶۹؛ عطاپور، ۱۳۸۶؛ Afzibi and Atapour 2000; Forster, 1978). از کانسارهای رگه‌ای می‌توان به چاه‌مسی و لاطلا در جنوب کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر و زگلیک و شرف‌آباد در شمال آن اشاره کرد (مؤمن‌زاده، ۱۳۶۱؛ سبزه‌ای، ۱۳۶۹؛ حسن‌زاده، ۱۳۷۸؛ عابدیان، ۱۳۸۰؛ عطاپور، ۱۳۸۶؛ علوی و همکاران، ۱۳۸۵؛ مدرک، ۱۳۸۸؛ حسین‌خانی، ۱۳۸۸؛ موقر و همکاران، ۱۳۸۹؛ Padyar et al., 2015 and 2016; Ebrahimi et al., 2011; Alirezai et al., 2010).

## ۳- زمین‌شناسی و کانه‌زایی منطقه لاطلا

سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری لاطلا بر پایه تجزیه ۶۲ نمونه به روش XRF-ICP و کانی‌شناسی، در محدوده بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت و داسیت قرار می‌گیرد. این سنگ‌ها، از دید بافت و ساخت شامل گدازه‌ها، توف و آگلومرا هستند. گدازه‌های پورفیری دارای درشت‌بلورهای از الیوین دگرسان یافته (ایدینگزیتی شده) پیروکسن، پلاژیوکلاز و سانیدین است. بیشتر نمونه‌های لاطلا، از دید گرایش ژئوشیمیایی، در محدوده شوشونیتی و کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (Padyar et al., 2015). ماگمای مادر سنگ‌های بازیک متعلق به سری شوشونیتی است. نوع چیره سری ماگمایی کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا و نفوذی‌های انتهایی به صورت دایک در منطقه لاطلا با ترکیب سنگ‌های حدواسط-اسیدی رخنمون دارند. در طی جای‌گیری توده‌های نفوذی منطقه، سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده رگه‌های کانی‌سازی دچار دگرسانی شدید شده‌اند و تعیین دقیق ترکیب سنگ‌شناسی منطقه به راحتی امکان‌پذیر نیست. ویژگی‌های ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی نمونه‌ها بیانگر تأثیر فراوان دگرسانی سیلیسی و پتاسیک در منطقه است. کانسار رگه‌ای لاطلا در ۸ کیلومتری شمال کانسار مس پورفیری میدوک قرار دارد و شامل چند رگه کوارتزی دارای کانی‌سازی در سنگ‌های میزبان آتشفشانی و نفوذی است. بر پایه مطالعات انجام شده پیشین، منطقه از دید ساختاری، بخشی از پهنه برشی راست‌گرد و حاصل عملکرد دو گسل راست‌الغز انار و شهر بابک است (Berberian and King, 1981). ساختار کلی منطقه یک

تاق‌دیس بسیار بزرگ است که میدوک و منطقه مورد مطالعه در کناره شمال باختری آن قرار دارند. ساختارهای زمین‌ساختی منطقه شامل گسل‌ها و ساختارهای حلقوی، حاصل جایگزینی توده‌های نفوذی و پیرامون مخروط‌های آتشفشانی منطقه است که توسط افراد مختلفی در این منطقه بررسی شده است (Berberian and King, 1981; Sadeghi et al., 2008; Jafari Rad and Busch, 2011; محرابی و همکاران، ۱۳۸۸؛ عبادی، ۱۳۸۸؛ میرزابابایی، ۱۳۹۰). رگه‌های کوارتزی در منطقه لاطلا در امتداد شمالی-جنوبی و شمال خاوری-جنوب باختری کشیده شده‌اند (عبادی، ۱۳۸۸؛ محرابی و همکاران، ۱۳۸۸). گسترش این رگه‌ها در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌های شعاعی پیرامون کانسار پورفیری میدوک است. در این منطقه ۷ رگه کوارتزی دارای کانی‌سازی شناسایی شده است که پهنای کانی‌سازی از ۲۰ سانتی‌متر تا ۲۰ متر دارند (موقر و همکاران، ۱۳۸۹؛ علوی و همکاران، ۱۳۸۵). ۳ رگه کوارتزی بزرگ دارای کانی‌سازی فلزات پایه در منطقه وجود دارند که روی آنها گمانه‌ها و ترانسه‌هایی توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور حفر شده است (شکل‌های ۱ و ۲). فراوانی عناصر فلزی نشان‌دهنده آن است که این کانسار از دیدگاه داشتن روی، سرب و مس اقتصادی است (شکل‌های ۲ و ۳ و جدول ۲). بر پایه نمودار سه‌تایی فلزات پایه، طلا و نقره و جانمایی داده‌های تجزیه روی نمودارهای سه‌تایی (Pb-Cu-Zn) و  $\{Ag*100+Au*1000+(Pb+Cu+Zn)\}$  مشخص می‌شود که این کانسار در محدوده عناصر پایه قرار می‌گیرد (شکل ۳). برای مطالعه ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال تشکیل‌دهنده کانسنگ از نمونه‌های مغزه حفاری دارای کانی‌سازی در ژرفاهای مختلف، شماری نمونه دارای کوارتزهای گرمایی انتخاب شد، که همراه با کانه‌های سولفیدی به صورت رگه و رگچه در شکستگی‌ها، ریزساختارها و حفرات رشد یافته بودند (شکل‌های ۴ و ۵). در منطقه لاطلا، رگه‌های کوارتزی از دید پارازنز کانه‌ها و کانی‌های باطله به سه دسته تقسیم می‌شوند: الف) رگه کوارتزی شامل پیریت و کالکوپیریت همراه با کوارتز است که به صورت رگه و رگچه‌ای (شکل‌های ۴ و ۱۰) رشد می‌کند و به صورت توده‌ای در شکستگی‌ها دیده می‌شود؛ خاص محیط اپی‌ترمالی با سولفیداسیون بالاست. کانی کوارتز بیشتر به صورت بلور خودشکل همراه با کانی‌های خودشکل پیریت و کالکوپیریت در شکاف‌ها و بخش‌های میانی مجرای عبور این سیال‌ها در مراحل پایانی رشد کرده و دارای حاشیه‌های ثانویه است (شکل‌های ۷ و ۹)؛ ب) رگه‌های دارای پیریت-کالکوپیریت و اسفالریت، که دارای منطقه‌بندی و همراه با هماتیت هستند. کانی‌های کوارتز به صورت بلورهای ریز و درشت در زمینه سنگ با این کانه‌ها دیده می‌شوند. پ) رگه کوارتزی دارای گالن، اسفالریت و کالکوپیریت. کانی کوارتز همراه بیشتر به صورت بلور خودشکل با حاشیه رشدی ثانویه کلسیتی است. اسفالریت از نوع تیره و خاص محیط احیایی و بدون منطقه‌بندی است (شکل‌های ۵-الف، ب و پ). با در نظر گرفتن بافت می‌توان نسل‌های کوارتز را تشخیص داد. برای نمونه، در یک رگچه نسل اول، کوارتزهای موجود در حاشیه رگه‌ها و گاه همراه با کانی کائولینیت در حاشیه دیواره سنگ دربرگیرنده به صورت کوارتزهای ریزبلور یا بی‌شکل دارای فازهای کانیایی تیره‌تر دیده می‌شود که به سیلیسی شدن اشاره دارد (علیرضایی و اشرف‌پور، ۱۳۹۳). نسل دوم کوارتز ریزبلور همراه با کانه‌های سولفیدی رشد کرده و نسل سوم کوارتز خودشکل درشت‌بلور در مرکز قرار دارد و فواصل میان آن توسط کانه‌های سولفیدی پر شده است. در شماری از نمونه‌ها همچون نمونه BH2-33 کوارتزهای خودشکل دودی با میانبارهای فراوان بخار دیده می‌شود (شکل ۴-ج). در شماری از رگه‌ها، کانی‌های خودشکل کوارتز همراه با کلریت رشد می‌کنند و کلریت به صورت میانبار کانیایی در این کوارتزها دیده می‌شود (شکل ۵-الف).

## ۴- دگرسانی گرمایی

دگرسانی گرمایی در منطقه بر پایه مطالعه سنگ‌نگاری، درصد کانی‌های چیره، کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی کانی‌های اصلی و نیز کانی‌های

از بلورهای کوارتز خودشکل، مرکز منطقه بندی رشدی دارد و بخش حاشیه بلور دارای حاشیه رورشدی (Overgrowths) است که در تصاویر CL با تغییرات رنگ به خوبی دیده می‌شود (شکل ۷-الف). در شماری از نمونه‌های کوارتزها (شکل‌های ۷ و ۹) در حاشیه این کانی‌های خودشکل، رنگ لومینسانس تیره است که نشان از رشد حاشیه‌ای ثانویه در بلورهای کوارتز دارد. در تصاویر CL، رنگ لومینسانس در بخش حاشیه‌ای تیره و در مرکز شماری از بلورها، روشن است و تغییرات رنگی در بخش‌های مختلف منطقه‌بندی دیده می‌شود. در شماری از نمونه‌ها حضور میانبار کانیایی در مرکز برخی از بلورها سبب به هم ریختگی منطقه‌بندی شده است (شکل ۸). نسل‌های مختلف کوارتز و چگونگی رشد کوارتز همراه با کانه‌ها در ۳ نسل در تصاویر CL به خوبی دیده می‌شود (شکل ۷).

## ۶- مطالعه ریزدماسنجی میانبارهای سیال

در مرحله اول، مقاطع دوبرصیقل تهیه شده توسط میکروسکوپ Nikon در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران و میکروسکوپ ZEISS متصل به دستگاه فلورسانس با لنزهای 20X-50X-100X در دانشگاه لورین نانسی فرانسه مطالعه شد. پس از سنگ‌نگاری و تعیین موقعیت میانبارهای سیال در انواع کوارتزها، مطالعه ریزدماسنجی روی این میانبارهای سیال انجام شد. در این مطالعه با استفاده از استیج Linkam مدل MDS-600 و نرم‌افزار LINKSYS در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران و دانشگاه لورین نانسی مطالعه صورت گرفت. در کالیبراسیون این دستگاه، از نمونه‌های میانبارهای سیال در کوارتز سنتزی برای تعیین دمای همگن‌شدگی (Th)، درصد شوری با استفاده از دمای  $T_{m_{aq}}$  و تعیین  $T_{m_{CO_2}}$  و  $Th_{CO_2}$  استفاده شد. پس از سنگ‌نگاری و تعیین ریخت‌شناسی میانبارهای سیال در کوارتز، مطالعه ریزدماسنجی روی این میانبارهای سیال انجام شد. در مطالعات سنگ‌نگاری و تجزیه ریزدماسنجی نمونه‌ها، مجموعه‌های میانبار سیال (FIAS: fluid inclusion Assemblages) در نمونه‌های کوارتز در بخش‌های مرکزی بلورها در نظر گرفته شد (شکل ۱۰-ب). میانبارهای سیال در بخش‌ها و نسل‌های مختلف کوارتز شناسایی و روند تغییرات از دید دما و ترکیب بررسی شد. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، چهار نوع مختلف از میانبارهای سیال شناسایی شد: ۱- دوفازی غنی از بخار و غنی از مایع (Ia-Ib)؛ ۲- سه‌فازی دارای  $CO_2$  به صورت مایع و فاز بخار (کلاتریت- غیر قابل امتزاج) (IIa-IIb)؛ ۳- سه‌فازی دارای مایع و بخار و جامد (III)؛ ۴- تک‌فازی دارای بخار و مایع. نتایج هر نوع از میانبارهای سیال به تفصیل در جدول و نمودارهای فراوانی نمایش داده شده است (جدول ۳ و شکل ۱۵). نتیجه مطالعات میانبارهای سیال در نمونه‌های کوارتز دامنه دمای همگن‌شدگی از ۱۳۵ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد و شوری از ۰/۱۷ تا ۷/۷ (wt % equi-NaCl) را نشان می‌دهد. بیشترین فراوانی دمای همگن‌شدگی میان دماهای ۲۳۲ تا ۲۵۲ درجه سانتی‌گراد برای میانبارهای دوفازی غنی از سیال است. در نمونه‌های اندازه‌گیری شده دمای همگن‌شدگی در میانبارهای سیال در مرکز بلورهای کوارتز گرمایی بالاتر از دمای همگن‌شدگی در میانبارهای سیال در حاشیه‌های رشدی ثانویه است. در نمونه‌های مطالعه شده مقادیری از گاز  $CO_2$  وجود دارد که در مطالعه دما فشارسنجی میانبارها قابل اندازه‌گیری است.  $T_m$   $CO_2$  در نمونه‌های دارای کلاتریت و  $CO_2$  میان ۵۸- تا ۴۷- با میانگین ۵۳- است (جدول ۳). در شمار کمی از نمونه‌ها فاز جامد هالیت دمای  $T_{s-hal}$  میان ۲۵۳ تا ۲۷۳ و درصد شوری میان ۳۸/۹ تا ۳۹/۶ (wt % equi-NaCl) را نشان می‌دهد. بیشترین فاز جامد در میانبارهای سیال را کانی‌های حاصل از دگرسانی تشکیل می‌دهند که طی فرایند دگرسانی، یا مراحل بعدی تحولات سیال‌های ماگمایی تشکیل شده‌اند. کانی‌هایی همچون کوارتز، فیلسیلیکات‌ها مانند مسکوویت و ایلیت، کانی‌های کربناتی (داواسونیت و ناتروکربنات)، کلریت و اکسید آهن در زمینه نیز حضور دارند. حضور کوارتز و داواسونیت در میانبار سیال دارای فاز  $CO_2$  در شکل ۱۱ دیده می‌شود.

جایگزین در رگه‌ها و رگچه‌ها، تجزیه‌های شیمی سنگ کل و XRD بررسی شد. شاخص‌های دگرسانی ایشیکاوا AAAI - AI بر پایه فرمول پیشنهادی (Williams and Davidson 2004) برای سنگ‌های منطقه لاطلا به دست آمد (جدول ۱).  
 $AI=100(K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$   
 $AAAAI=100SiO_2 / (SiO_2+10MgO+10CaO+10Na_2O)$   
 این شاخص‌ها به بیان کمی شدت دگرسانی‌ها بر پایه مجموعه‌های سریستی، کلریتی، پیرییتی و سیلیسی در نمودار دگرسانی ایشیکاوا به ویژه در سامانه کانی‌سازی در توده‌های آتشفشانی و سامانه‌های VHMS کمک می‌کنند (Herrmann et al., 2009). در تقسیم‌بندی (Gemmell 2007) بر پایه میزان این شاخص‌ها می‌توان ۳ شدت دگرسانی را تعیین کرد (این بحث مختص به سامانه‌های باز از دید تبادلات یونی است):

- ۱) شاخص ۲۰ تا ۶۰ برای سنگ‌های دگرسان نشده تعریف شده است.
- ۲) شاخص ۵۰ تا ۹۹ برای سنگ‌های دگرسان شده تعریف شده است.
- ۳) شاخص ۱۰۰ برای سنگ‌های کاملاً دگرسان شده تعریف شده است.

اندیس‌های بالا برای سنگ‌های منطقه لاطلا به دست آمد و روی نمودار ایشیکاوا (شکل ۶) جانمایی شد. شماری از نمونه‌ها در قلمرو مستطیلی شکل مرکز نمودار با میانگین  $AI=45-75$  و  $AAAAI=18-65$  جانمایی می‌شوند. دیگر نمونه‌ها که نشانگر فرایند پیش‌رونده دگرسانی در منطقه هستند، بیرون از نمودار جعبه‌ای قرار می‌گیرند که با دگرسانی‌های موجود در منطقه که با فلش روند آن مشخص شده است، همخوانی دارد. نتایج به دست آمده نشان‌دهنده آن است که روند تغییرات به سوی دگرسانی کاتولینیتی-سریستی و سیلیسی شدن است.

کانی‌سازی در لاطلا با دگرسانی گرمایی سنگ‌های میزبان رگه‌ها همراه است. مهم‌ترین دگرسانی‌ها شامل سریستی شدن، کلسیتی شدن، کلریتی شدن، اپیدوتی شدن و سیلیسی شدن است. وجود ساختارهای بعدی سیلیسی کوارتز حفره‌دار (quartz Vuggy) و دگرسانی سریستی (رسی پیشرفته) و ساختارهای پرکننده فضای خالی (Open space filling) و حضور آنارژیت، تتراندریت و تنانیت همگی مؤید وجود یک محیط اپی‌ترمالی با سولفیداسیون بالا یا متوسط است، که با کانسار رگه‌ای اپی‌ترمال مرتبط با یک سامانه پورفیری در ارتباط است (Pirajno, 2009; Hovakimyan et al., 2015). دگرسانی سریستی و ساختارهای پرکننده فضای خالی (Open space filling) به فراوانی در نمونه‌ها دیده شده است.

## ۵- مطالعه کاتدولومینسانس (CL) کوارتزهای گرمایی

نمونه‌هایی از کوارتز رگه‌ای و رگچه‌ای در گمانه‌ها برای مطالعه انتخاب شد. از نمونه‌های مناسب، با دستگاه کاتدولومینسانس (دستگاه کاتد با ویژگی‌های: CCL 8200-MK4، اختلاف پتانسیل ۱۵ کیلوولت و شدت جریان ۴۰۰ میکروآمپر) در آزمایشگاه کاتدولومینسانس پژوهشگاه صنعت نفت برای مطالعه نسل‌بندی و تعیین منطقه‌بندی کوارتزها، تصاویر CL تهیه شد. رشد خودشکل و منطقه‌بندی در کوارتز می‌تواند نشانگر رشد این کانی در فضاهای باز باشد (شکل‌های ۷ و ۸). وجود حاشیه‌های تیره و حاشیه‌های رورشدی (Overgrowths) نشان‌دهنده وجود ساختارهای انحلالی در سامانه‌های گرمایی است (شکل‌های ۸ و ۹) این ساختار می‌تواند حاصل نوساناتی در فشار- دما و ترکیب سیال باشد و از این ساختارها می‌توان برای تعیین روابط کروئولوژی و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی سیال‌ها در کوارتز استفاده کرد (Bignall et al., 2002; Pudack et al., 2010; Kouzmanov and Pokrovsky, 2012). شماری از نمونه‌ها درای کوارتز خودشکل دودی هستند که ناشی از وجود میانبارهای سیال غنی از  $CO_2$  است (Wilkinson, 2001; Kerkhof and Hein, 2001). در مطالعات کاتدولومینسانس نمونه‌هایی از رگه‌های کوارتز دارای کانه‌های سولفیدی، همراه با شواهدی از منطقه‌بندی رشدی در کوارتز خودشکل، دیده می‌شود (شکل ۷). در شماری

## ۷- مطالعه لیزر رامان اسپکتروسکوپی میانبارهای سیال

مطالعه میانبارهای سیال در دانشگاه لورین نانسی فرانسه و با استفاده از دستگاه لیزر رامان مدل HORIBA با شدت  $Ar + laser$  ۵۰۲ تا ۵۲۲ انجام شد. در این مطالعه برای بالا بردن کیفیت طیف رامان و قدرت نفوذ لیزر سعی شد از مقاطع دورپولیش بدون لام و ویفرهای تهیه شده با قطر کمتر از ۱۰۰ میکرون استفاده شود. هدف اصلی، بیشتر تعیین فازهای جامد در میانبارهای سیال و تعیین ترکیب فاز بخار در این کوارتزها بود. این تجزیه‌ها پیش از مطالعات ریزدماسنجی و تغییرات احتمالی میانبارها به هنگام آزمایش‌های گرمایش و سرمایش (مانند ترکیب میانبار در اثر وجود فاز  $CO_2$  و انبساط فازها و نیز نشت و تغییر ترکیب میانبار) صورت گرفت. با استفاده از لیزر رامان اندازه‌گیری ترکیب فاز بخار و شناسایی فاز جامد به دام افتاده در میانبارهای سیال انجام شد. در سنگ‌نگاری فازهای جامد میانبارهای سیال کانی‌هایی همچون کوارتز، مسکوویت، کلریت، کانی‌های کربناتی و نیز اکسیدهای آهن شناسایی شدند. مطالعات لیزر رامان حضور فازهای کانیایی مانند کوارتز و کانی مسکوویت را در نمونه‌های میانبارهای سیال مطالعه شده تأیید کرد (شکل‌های ۱۱ و ۱۳). برای شناسایی انواع فازهای جامد در میانبارهای سیال از نرم‌افزار Crystalsleuth استفاده شده است (شکل ۱۲). در مطالعات انجام شده روی فاز بخار میانبارهای سیال توسط لیزر رامان وجود  $CO_2$  تأیید شده است. در میانبار سیال (شکل‌های ۱۱ و ۱۳) می‌توان در بخش بخار به خوبی تفکیک بخش تیره دارای  $CO_2$  و بخش غنی از بخار  $H_2O$  را دید.

## ۸- مطالعه ایزوتوپ گوگرد

برای تعیین منشأ گوگرد کانستگ، ۱۰ نمونه دارای پیریت، گالن، کالکوپیریت و اسفالریت از بخش‌های مختلف کانستگ در اعماق مختلف انتخاب شد. تجزیه در آزمایشگاه G.G.Hatch در دپارتمان علوم زمین در دانشگاه اتاوا کانادا انجام شد. ترکیب ایزوتوپی گوگرد برای پیریت میان ۰/۹% تا ۲/۵- در هزار، برای کالکوپیریت میان ۲/۵% تا ۴/۸- در هزار و در گالن بین ۲/۳% تا ۹/۶- در هزار تغییر می‌کند (جدول ۱). می‌توان با استفاده از فاکتور تفکیک ایزوتوپی سولفید ( $H_2S$  (Li and Liu, 2006) و مقادیر بیشترین - کمترین و میانگین داده‌های دمایی میانبارهای سیال، ترکیب ایزوتوپی گوگرد سیال گرمایی را میان ۱/۶% + تا ۳/۷- در هزار برای  $H_2S$  در تعادل با گالن، ۲/۱% تا ۹/۲- در هزار برای  $H_2S$  در تعادل با پیریت، میان ۲/۷% تا ۴/۹- در هزار برای  $H_2S$  در تعادل با کالکوپیریت و میان ۶%- تا ۶/۳- در هزار برای  $H_2S$  در تعادل با اسفالریت) تعیین کرد (جدول ۱). ترکیب ایزوتوپی این کانی‌ها به ترتیب  $\delta^{34}S_{PbS} > \delta^{34}S_{FeS_2} > \delta^{34}S_{ZnS} > \delta^{34}S_{CuFeS_2}$  و با مقادیر ایزوتوپ ماگمایی منطبق است.

## ۹- بحث

در مطالعات کاتدولومینسانس بر پایه تصاویر گرفته شده از مقاطع مختلف رگه‌های کوارتز دارای کانه‌های سولفیدی در کوارتزهای خودشکل، شواهدی از منطقه‌بندی رشدی دیده می‌شود. در حاشیه شماری از این کانی‌های خودشکل، رنگ لومینسانس تیره است و نشان از رشد حاشیه‌های ثانویه بلورهای کوارتز (رورشدی) دارد. وجود فازهای کانیایی و تغییرات دمایی میانبارهای سیال در این بخش‌ها (شکل ۹- پ) نشان‌دهنده تأثیرگذاری چند باره فرایندهای گرمایی در منطقه است. مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه گویای تأثیر یک فاز ماگمایی نفوذی بعدی روی سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده رگه‌های کوارتزی دارای کانه است. از مطالعات سنگ‌نگاری و تجزیه XRD کانی‌ها اعم از کانی‌های رسی و نیز تجزیه شیمی کل و تعیین اندیس ایشیکاوا، برای تعیین روند تغییرات دگرسانی در منطقه استفاده شد که مشخص می‌کند این روند به سوی دگرسانی کائولینیتی - سرپستی است. احمدی و همکاران (۱۳۹۲) بر این باورند که تشکیل کائولینیت‌ها در کانسارهای اپی‌ترمالی، به شرایط اسیدی و وجود مقادیر کمی از کاتیون‌های بازی نیاز دارد که در ارتباط با محلول‌های گرمایی حاصل از ماگما با

دمای میان ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و  $PH=4-5$  است. در مطالعات و تقسیم‌بندی‌ها روی رگه‌های کوارتزی دارای کانی‌سازی در منطقه دیده می‌شود که با تغییر ژرفا و فاصله از توده‌های نفوذی منطقه، افزون بر تغییر نوع و شدت دگرسانی ویژگی‌های سیال‌های کانی‌سازی، پاراژنرها و نوع رگه‌ها نیز تغییر می‌کند. (Pirajno, 2009) بر این باور است که طی فرایند تفریق در توده‌های پورفیری غلظت عناصر ناسازگار در فازهای بخار (سیال‌ها) مانند Sn-W-Mo-Th-U-Zr-Ta-Nb-Hf افزایش می‌یابد و در مذاب باقیمانده در بخش‌های خارجی توده‌های نفوذی پورفیری عناصری همچون Cu-Zn-Pb افزایش می‌یابد. توزیع عناصر در منطقه مورد مطالعه با توجه به نقشه‌های توزیع عنصری (شکل ۱۶)، از یک مدل پیشنهادی (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010; Mao et al., 2011; Kouzmanov and Pokrovsky, 2012; Cooke et al., 2015) منطقه‌بندی فلزی ناشی از کانی‌سازی پورفیری منطقه در کانی‌سازی رگه‌های فلزات پایه لاطلا پیروی می‌کند. با توجه به مطالعات ایزوتوپ پایدار، نسبت ایزوتوپی گوگرد در سیال گرمایی که در کانی‌سازی نقش دارد میان ۱/۸% + تا ۹/۲- است که آمیختگی یک سیال ماگمایی با سیال جوی را بیان می‌کند. در مطالعاتی که روی میانبارهای سیال در کانی‌های همچون کوارتز، زیرکن، اسفالریت و کلسیت انجام شد (پادیار و همکاران، ۱۳۹۴؛ 2015 and 2016; Padyar et al., 2015). شواهدی چون فازهای کانیایی و نتایج مطالعات دماسنجی روی میانبارهای سیال در نمونه‌های سنگی و رگه‌های مختلف همگی نشان از تغییرات دامنه دمای موجود میان این میانبارها دارند. مطالعات سنگ‌نگاری میانبارهای سیال حضور کانی‌هایی همچون کوارتز، فیلسیلیکات‌ها (مسکوویت و ایلیت)، کانی‌های کلریت و اکسید آهن را تأیید می‌کند. مطالعات لیزر رامان حضور فازهای کانیایی مانند کوارتز و کانی مسکوویت را در نمونه‌های مطالعه شده تأیید کرد. در مطالعات انجام شده در فاز بخار میانبارهای سیال توسط لیزر رامان، وجود  $CO_2$  تأیید شد. مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای دارای  $CO_2$  به صورت فاز مایع و بخار (به شکل کلاتریت و فازهای غیرقابل امتزاج) انجام شد (جدول ۳). از ویژگی‌های آشکار میانبارهای سیال دارای کانی داواسونیت وجود فاز بخاری است که دو فاز غنی از  $H_2O$  و  $CO_2$  به صورت غیر قابل امتزاج (امولسیون) در آنها دیده می‌شود (Sirbescu and Nabelek, 2003). در نمونه‌های میانبارهای سیال در نمونه‌های کوارتزی لاطلا حضور کانی داواسونیت و کوارتز همراه با دو فاز غیر قابل امتزاج ( $CO_2-H_2O$ ) دیده می‌شود (شکل ۱۱). در شماری از میانبارهای سیال در کوارتزهای گرمایی دارای فازهای جامد، دمای همگن‌شدگی بالای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است. در میانبارهای سیال در مرکز کانی‌های خودشکل کوارتز، دمای همگن‌شدگی بالاتر است؛ ولی دمای همگن‌شدگی در میانبارهای سیال در حاشیه‌های ثانویه رشدی پایین‌تر است. با تغییر ژرفا، کانی‌سازی و پاراژن کانیایی در این رگه‌ها تغییر می‌کند. به نظر می‌رسد که سیال‌ها و بخارهای ماگمایی حامل گوگرد و عناصر پایه، طی روند تغییر و تحولات و تشکیل نسل‌های مختلف کوارتزهای گرمایی همراه با کانه‌های سولفیدی افزون بر کاهش دما، طی کاهش فشار در زمان بالا آمدن و گسترش در شکستگی‌های منطقه، سبب واکنش سیال و سنگ دربرگیرنده، و نیز نهشته شدن کانه‌های سولفیدی همراه با کوارتزها شده است. با توجه به شکل ۵ چگونگی رشد کوارتزها در رگچه‌ها بدین صورت است که در بخش نزدیک به دیواره، سنگ دربرگیرنده به صورت دانه‌ریز و بی‌شکل دارای میانبارهای فراوان کانی و فازهای بخار است؛ ولی در بخش‌های مرکز رگچه‌ها بلورهای درشت خودشکل کوارتز تشکیل می‌شود که منطقه‌بندی رشدی نیز دارد. (Moncada and Bodnar, 2012) بر این باور است که رشد کوارتزهای ریزبلور بی‌شکل در حاشیه و رشد بلورهای خودشکل در مرکز رگچه‌ها نشان از فرایند جوشش دارد. در طی تزریق سیال‌هایی با ویژگی‌های ترمودینامیکی مختلف حضور فرایند انحلال حاشیه کوارتز و تشکیل رورشدی (Overgrowths) در مراحل بعدی دیده می‌شود. در برخی موارد جنس حاشیه این کوارتزها را کانی‌های سیلیسی یا کلسیتی تشکیل می‌دهد. وجود حاشیه رورشدی از شواهد سیال‌های اپی‌ترمالی است.



به صورت باطله در رگه‌های کوارتز دارای کانی‌سازی دیده می‌شود. شواهد حاصل از دگرسانی در منطقه و شواهد ایزوتوپی گوگرد و نتایج مطالعات لیزر رامان و ریزدماسنجی میانبراه‌های سیال در نسل‌های مختلف کوارتزها در رگه‌های کانی‌سازی سولفیدی منطقه همگی گویای تأثیر سیال‌های ماگمایی-گرماپی است که از یک توده ژرف ماگمایی از راه شکستگی‌ها نفوذ کرده و طی فرایندهای جوشش، آمیختگی سیال‌ها و واکنش سیال و سنگ دیواره که سبب تشکیل کوارتزهای گرماپی همراه با کانه‌های سولفیدی شده است. تغییرات دما و ترکیب سیال در منطقه نشان از سرد شدن سیال‌ها طی بالا آمدن، جوشش و آمیختگی با آب‌های جوی دارد. با توجه به چگونگی توزیع عناصر پایه و گرانبها در منطقه همه شواهد ساختاری این کانسار، کانه‌ها و کانی‌های باطله، دگرسانی و عبارهای تعیین شده با ویژگی‌های کانی‌سازی عناصر پایه رگه‌ای مرتبط با کانی‌سازی پورفیری معرفی شده توسط Lefebure and Church (1996) و Dénes et al. (2015) همخوانی دارد. می‌توان مدل کانسار لاطلا را نوع رگه‌ای چندفلزی اپی‌ترمال وابسته به کانسار پورفیری معرفی کرد. همه شواهد موجود نشان‌دهنده روند تغییر و تحولات سیال‌های گرماپی از یک منشأ ماگمایی به سوی اپی‌ترمال در منطقه است.

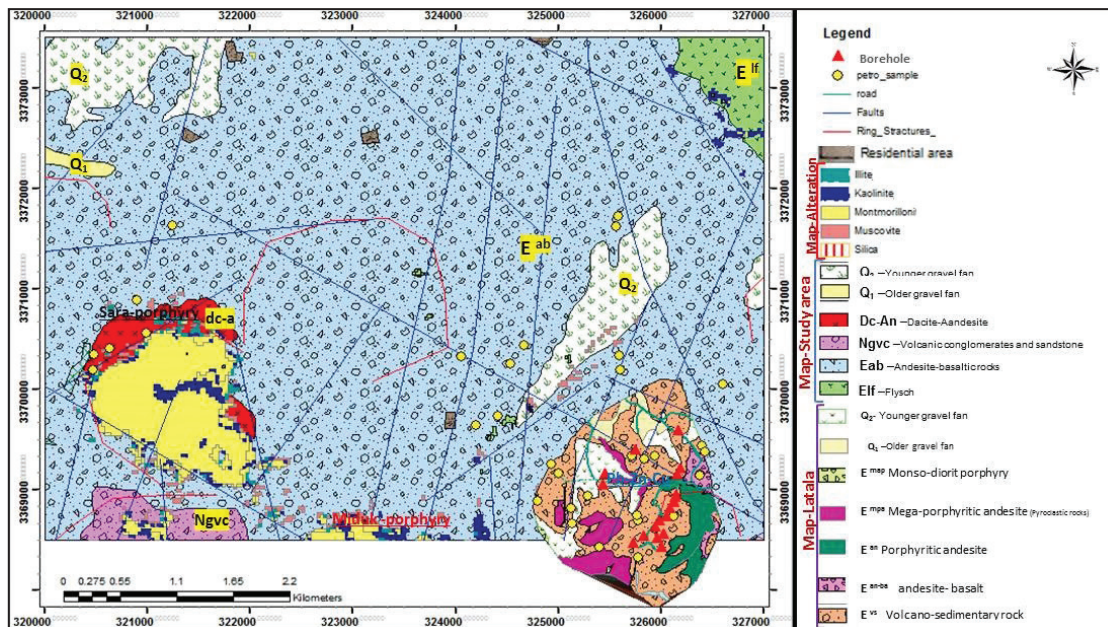
### سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از پایان‌نامه دکترای نویسنده اول است. بدین وسیله از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، از مسئولان معدن میدوک به دلیل در اختیار گذاشتن امکان نمونه‌برداری و از همکاری مسئولان مرکز GeoResources دانشگاه لورین ناسی فرانسه و پورفسور ژان دویسی سپاسگزاری می‌شود.

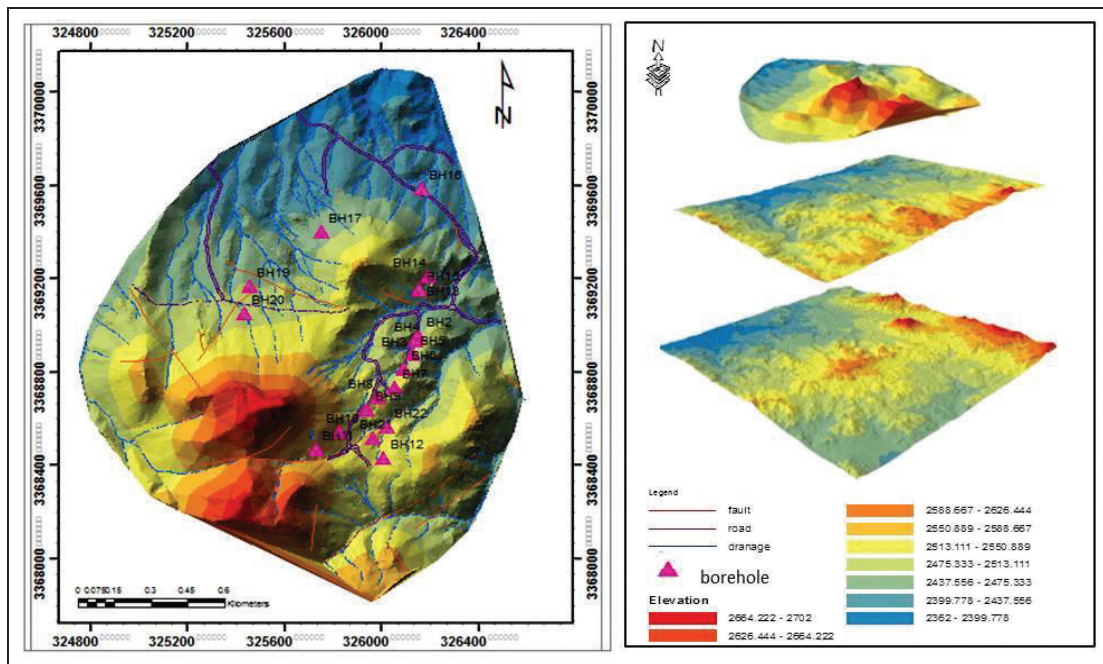
هر سیال ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی متفاوتی دارد و نتایج تجزیه ریزدماسنجی از میانبراه‌های سیال نشان‌دهنده روند تغییر و تحولات سیال‌های گرماپی از ماگمایی به سوی اپی‌ترمال در منطقه است.

### ۱۰- نتیجه‌گیری

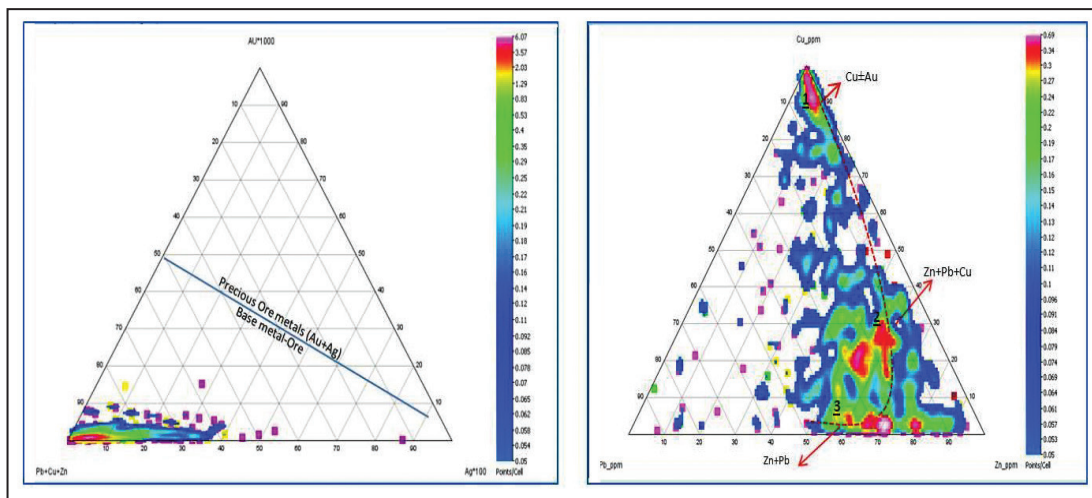
نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌نگاری از جمله حضور کوارتزهای دودی که بیشتر دارای میانبراه‌های غنی از بخار از نوع  $CO_2$  دار هستند، حضور کانی آدولاریا و همراهی میانبراه‌های غنی از بخار و میانبراه‌های غنی از مایع، همگی از شواهد جوشش در سیال کانه‌ساز هستند. شواهد مطالعات کاتدولومینسانس نشان از رشد چندمرحله‌ای کوارتزهای گرماپی در رگه‌های کانی‌سازی عناصر پایه در منطقه لاطلا دارد. کوارتز ریز بلور و بی‌شکل دارای میانبراه‌هایی کانیایی فراوان در حاشیه رگچه‌ها و بلورهای خودشکل در مرکز رگچه‌هاست. مطالعات ریزدماسنجی در کانی‌های مختلف کوارتزهای گرماپی محدوده دمای همگن‌شدگی گسترده‌ای از ۳۸۰ تا دست کم دمای ۱۳۱ درجه سانتی‌گراد و شوری از ۰/۱۷ تا ۷/۷ (Wt % equi-NaCl) در دوفازی‌های غنی از بخار و غنی از مایع را نشان می‌دهد. با تعیین جایگاه کانسار و سیال کانه‌ساز بر پایه نمودارهای شکل ۱۴ می‌دهد. با تعیین جایگاه کانسار و سیال کانی‌سازی از نوع اپی‌ترمال و سیال گرماپی حاصل از آمیختگی سیال ماگمایی با سیال جوی است. حضور کانی آدولاریا و میانبراه‌های کانیایی فیلسیلیکات همچون ایلیت و مسکوویت و کانی‌های کربناتی همچون داواسونیت و ناترو کربنات همراه با کوارتز در میانبراه‌های سیال بیانگر سیالی است که در دگرسانی منطقه نقش دارد. آدولاریا، کوارتز، کلسیت و کاتولینیت



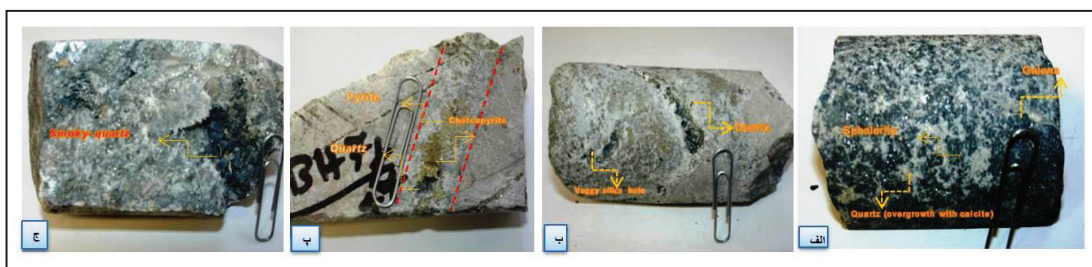
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و دگرسانی منطقه مورد مطالعه و لاطلا (با تغییر از بیاتانی، ۱۳۹۲؛ موقر و همکاران، ۱۳۸۹ و Jafari Rad and Busch, 2011).



شکل ۲- نقشه سه بعدی دیجیتالی ارتفاعی از منطقه مورد مطالعه (بخش لاطلا) و گمانه های حفاری که نمونه های کوارتز گرمابی از این گمانه ها در اعماق مختلف برداشت شده است (گمانه ها روی دو رگه اصلی حفاری شده است).

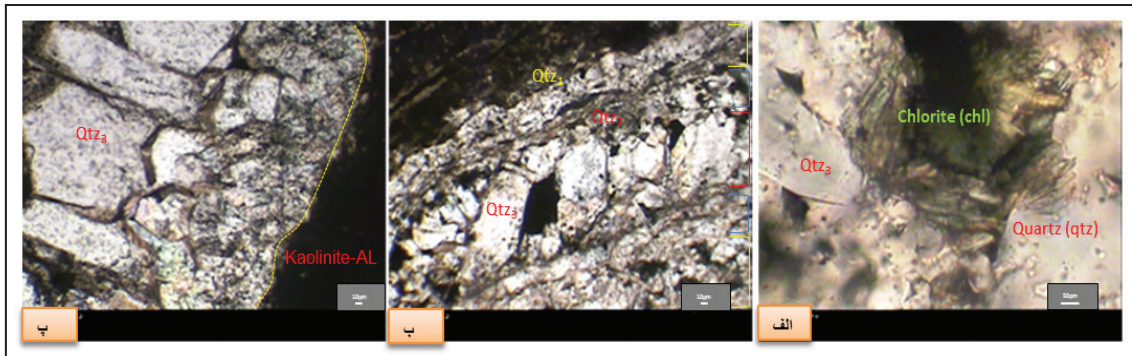


شکل ۳- نمودار سه تایی Pb-Cu-Zn (با  $Ag*100+Au*1000+(Pb+Cu+Zn)$ ) بر پایه فراوانی این عناصر برای جانمایی رگه های دارای کانی سازی عناصر پایه با استفاده از ۶۱۰ تجزیه سنگی شامل ۹ نمونه سنگی از توده های پورفیری (۳ نمونه: نگارنده، ۶ نمونه: Hassanzadeh, 1993)، ۴۱ نمونه سنگی از نمونه های آتشفشانی (نگارنده)، ۱۸ نمونه سنگی از گمانه ها در ژرفاهای مختلف (نگارنده)، ۳۳۷ نمونه از گمانه ها در ژرفاهای مختلف (موقر و همکاران، ۱۳۸۹)، ۲۰۵ نمونه لیتوشیمیایی (علوی و همکاران، ۱۳۸۵).

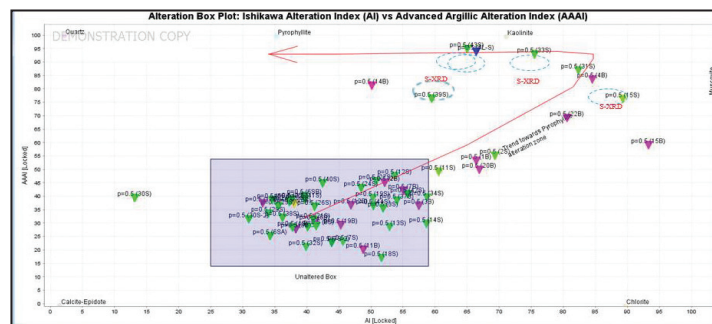


شکل ۴- نمایش نمونه های گمانه های دارای کوارتزهای گرمابی نمونه الف از رگه کوارتزی نوع سوم دارای کانه های گالن و اسفالریت با کانی باطله کوارتز دارای حاشیه رورشدی کلسیت؛ (ب) نمونه ای از رگه کوارتزی نوع اول دارای کانه های سولفیدی و کوارتز خودشکل؛ (پ) نمونه ای از رگه کوارتز دارای پیریت و کالکوپیریت و کوارتز خودشکل؛ (ج) نمونه ای از کوارتزهای دودی در شکاف های دارای میانرا بخار.

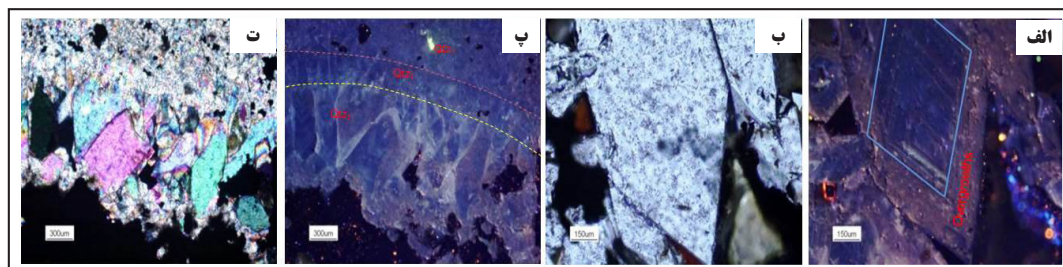




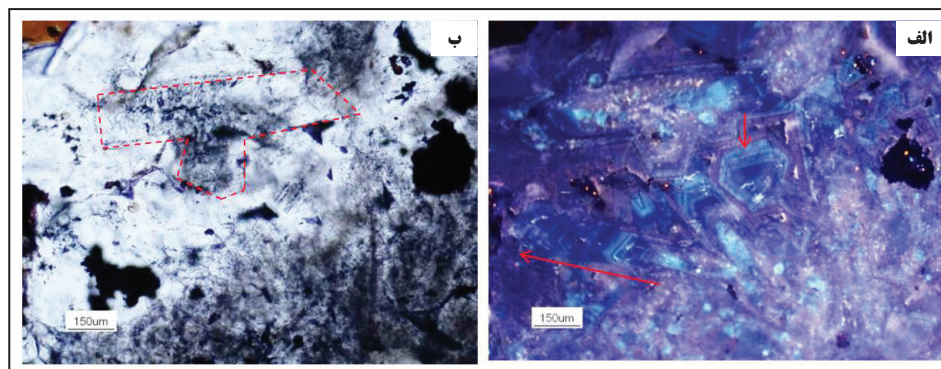
شکل ۵- الف) تصویری از کوارتزهای همراه با کانی‌های کلریتی (حضور کانی‌های کلریت در شماری از میانبراهای سیال این کوارتزها دیده می‌شود)؛ ب) تصویری از رشد بلورهای کوارتز همراه با کانه‌های سولفیدی که به صورت پرکننده فضاهای خالی کوارتزها در سه نسل دیده می‌شود؛ پ) تصویری از چند نسل از کوارتز که درون ریزشکستگی‌ها رشد کرده‌اند. دیواره رگه دگرسان شده (کائولینیتی) دارای کوارتز تیره با میانبراهای کانیایی کائولینیتی و مرکز رگه دارای کانی‌های خودشکل کوارتز همراه با کانه‌های سولفیدی است.



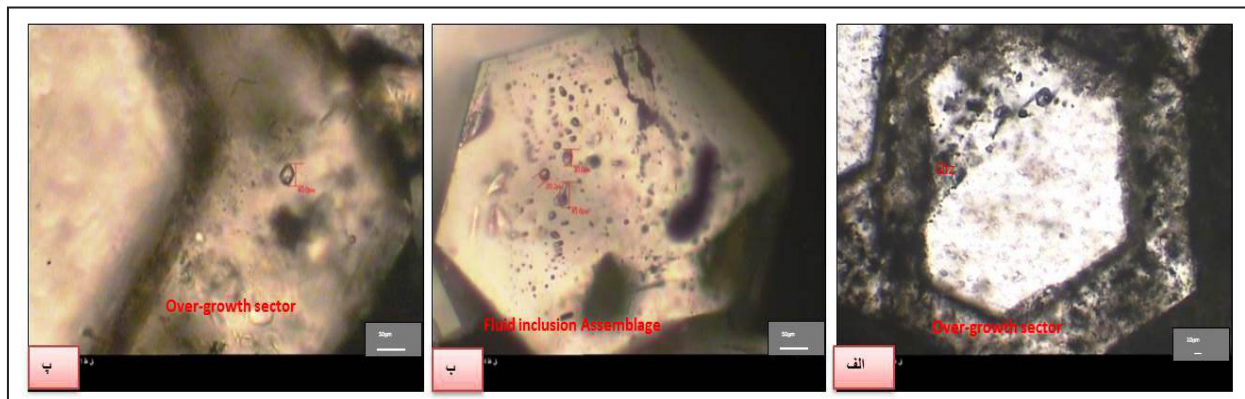
شکل ۶- نمودار توزیع نمونه‌ها در نمودار تعیین دگرسانی ایشیکاوا. محدوده سنگ‌های دگرسان نشده توسط مستطیل و روند دگرسانی توسط فلش نمایش داده شده است.



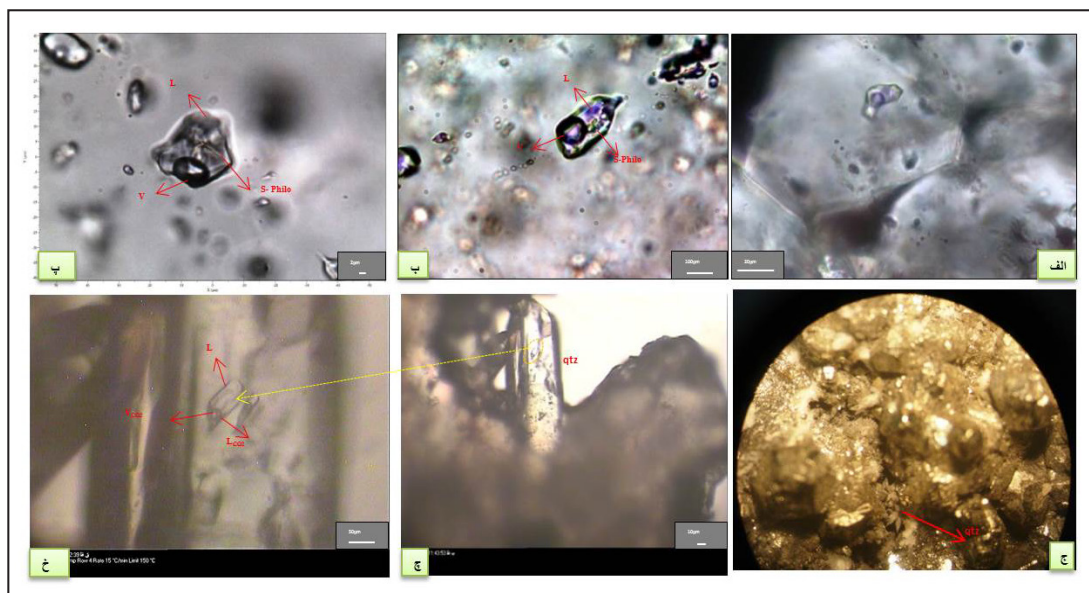
شکل ۷- الف و ب) نمایش منطقه‌بندی رشدی در کوارتز گرمایی همراه با کانه‌های سولفیدی دارای رورشدی (Overgrowths)؛ الف) تصویر با استفاده از CL؛ ب) تصویر در نور انکساری؛ پ و ت) کوارتزهای گرمایی همراه با کانه‌های سولفیدی با ساختار حفرات پرکننده (Open space filling)؛ پ) تصویر با استفاده از CL؛ ت) تصویر در نور انکساری در نمونه BH7-۴۴.



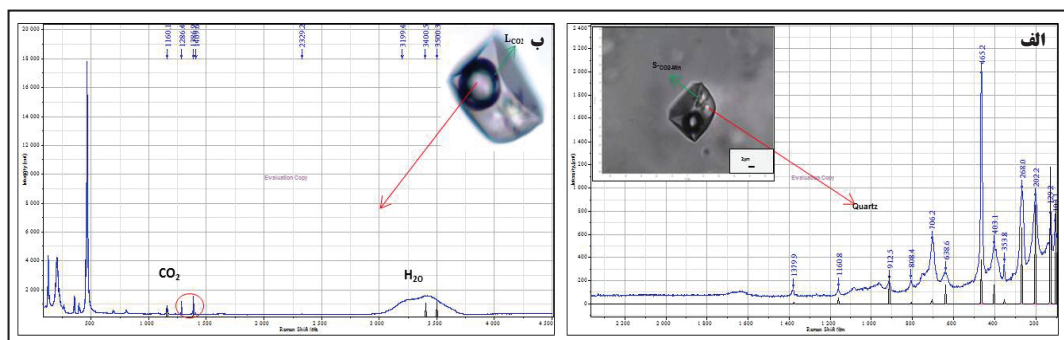
شکل ۸- نمایش منطقه‌بندی رشدی بلورهای خودشکل کوارتز گرمایی همراه با کانه‌های سولفیدی. رنگ لومینسانس در بخش حاشیه تیره رنگ و در مرکز تعدادی از بلورها روشن است؛ تغییرات رنگی در بخش‌های مختلف منطقه‌بندی دیده می‌شود. وجود میانبر کانیایی در مرکز برخی از بلورها سبب بهم ریختگی منطقه‌بندی شده است؛ الف) تصویر با استفاده از CL؛ ب) تصویر در نور انکساری در نمونه BH13.



شکل ۹- الف) رورشدی (Overgrowths) در کوارتز نمونه میانبار سیال در بخش مرکز کانی و حاشیه ریزدماسنجی و ویژگی‌های دو سیال مختلف نشان داده شده است؛ ب) نمایش مجموعه‌ای از میانبارهای سیال (fluid inclusion Assemblages) FIAs؛ پ) میانبار سیال در بخش حاشیه ثانویه در نمونه BH13 - 77.

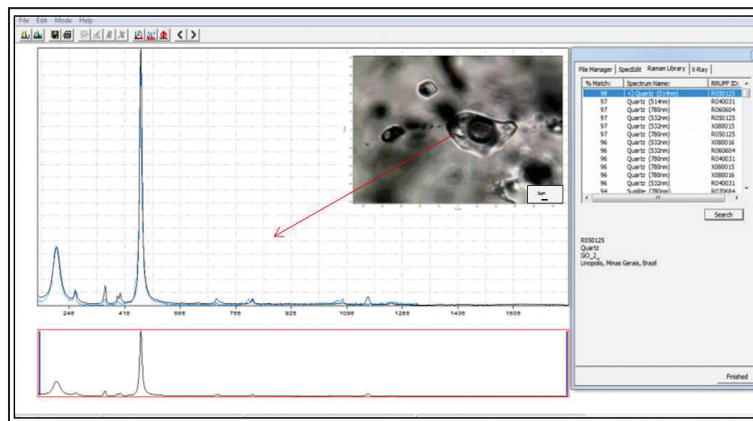


شکل ۱۰- الف) میانبارهای سیال فاز جامد کوارتز؛ ب) میانبار سیال دارای فاز جامد کانیایی (فیلسیلیکات) است. در کانی کوارتز نیز از این فاز جامد به صورت میانبارهای کانیایی دیده می‌شود؛ پ) میانبار سیال دارای کانی فیلسیلیکات (ایلیت؛ ت) تصویر نمونه دارای پیریت‌های خودشکل و کوارتزهای خودشکل رشد یافته در حفرات نمونه گمانه BH4؛ چ) تصویر یک بلور خودشکل کوارتز گرمایی دارای میانبار سیال دارای فاز  $CO_2$  ( $T_m = -1.3$ ,  $T_h = 267^\circ C$ ).

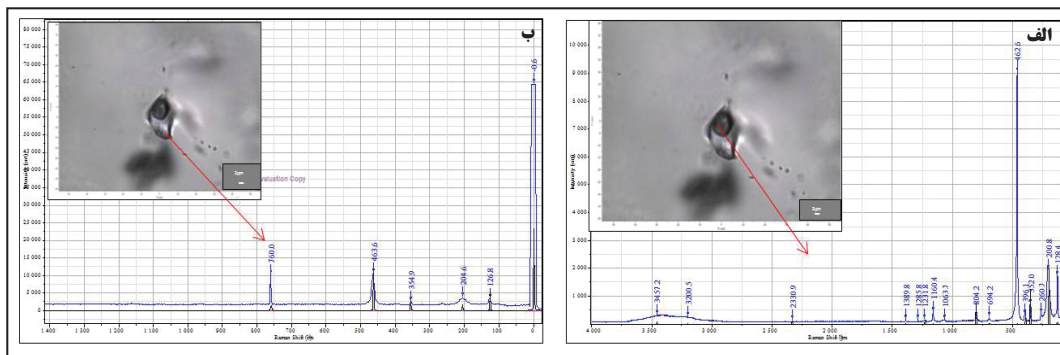


شکل ۱۱- الف) میانبار سیال دارای فازهای جامد (کوارتز + داواسونیت)؛ تشخیص فاز جامد میانبار سیال (نوع جامد= کوارتز)؛ ب) نمایش پیک لیزر رامان، فاز بخار (دارای  $H_2O + CO_2$ ). این سیال دارای  $T_m = -1.8$  و  $T_h = 300^\circ C$  است.

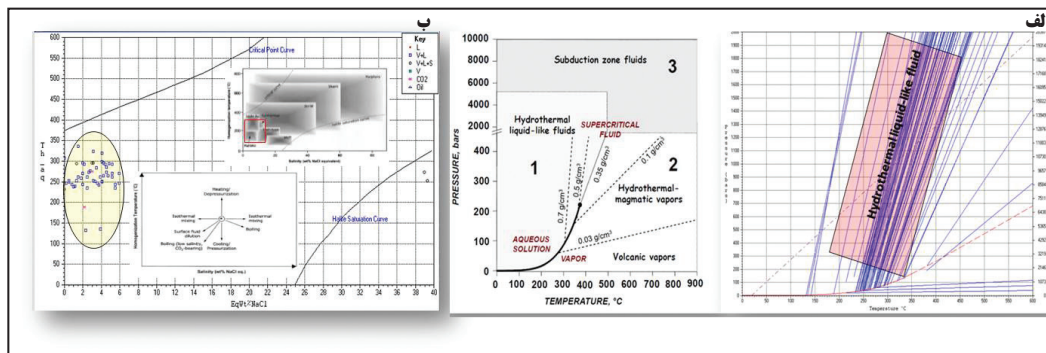




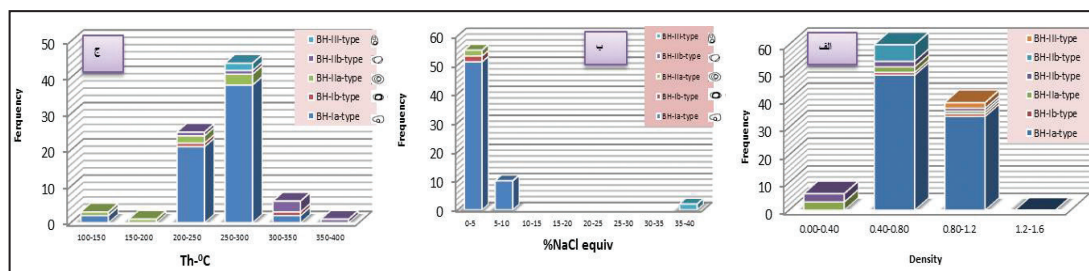
شکل ۱۲- تجزیه لیزر رامان از فاز جامد میانبار سیال (کوارتز) نمایش پیکک فاز جامد در میانبار سیال در نرم افزار (CrystalSleuth).



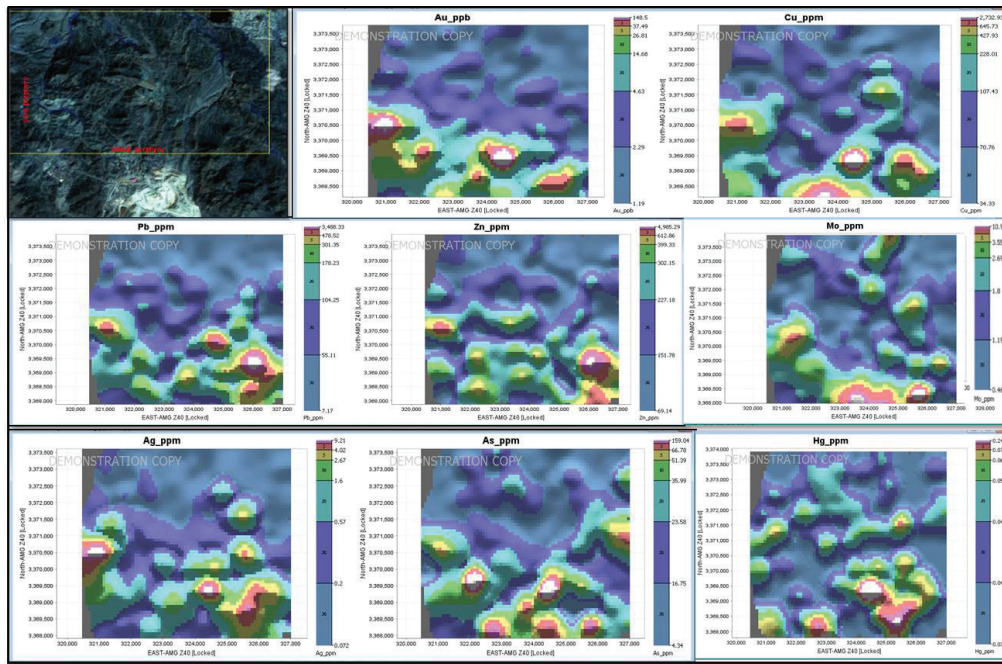
شکل ۱۳- الف) نمایش تجزیه لیزر رامان از فاز بخار (دارای CO<sub>2</sub>)؛ ب) تجزیه لیزر رامان از فاز جامد میانبار سیال (کوارتز).



شکل ۱۴- الف) نمودار نمایش ایزوگرادهای میانبارهای سیال در شرایط لیتواستاتیک برای نوع دوفازی و نمایش موقعیت سیال گرمایی بر پایه نمودار معرفی شده توسط (Pokrovski et al. 2013)؛ ب) نمایش جایگاه نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال در نمودار دمای همگن شدگی در برابر شوری و مقایسه آن با نمودارهای (Wilkinson 2001) برای نمایش جایگاه کانسار و روند تغییر و تحول سیال.



شکل ۱۵- الف) نمودار فراوانی چگالی برای نوع‌های مختلف میانبارهای سیال در لاطلا؛ ب) نمودار فراوانی درصد شوری؛ ب) نمودار فراوانی دمای همگن شدگی.



شکل ۱۶- موقعیت کانسار عناصر پایه و گرانبها لاطلا و نقشه منطقه‌بندی عنصری و ارتباط عناصر پایه و گرانبها در منطقه لاطلا با توده‌های پورفیری میدوک و سارا.

جدول ۱- مقادیر ایزوتوپ گوگرد در کانه‌های سولفیدی و تفکیک ایزوتوپی گوگرد میان کانه‌های سولفیدی و  $H_2S$  بر پایه ریزدماسنجی میان‌بازهای سیال بر پایه بیشترین، کمترین و میانگین دمای تجزیه.

Sample ID	N	Vein mineralization	Mineral	$\delta^{34}S\%$ (CDT)	$\delta^{34}S\%$ (CDT)	Th, °C
				Measurement	H2S(MED-MAX-MEN)	MAX-MIN-MED
BH1	1	CHA-PYR+PRY+QRTZ	Chalcopyrite	-4.79	(-4.9 -4.9- -4.9)	294-234-258.2
BH2-33	1	PRY+CHA-PYR+CALC+BORN+QRTZ	Pyrite; <20% quartz	-0.97	(-2.37 -2.07- -3.37)	335-132-255.9
BH3-82	1	CHA-PYR+PRY+ QRTZ	Chalcopyrite; <20% Pyrite	-1.88	(-2.08 -1.98- -2.08)	309-235-269.6
BH4	1	CHA-PYR+PRY+CALC+BORN+QRTZ	Pyrite+ Chalcopyrite	-2.45	(-2.65 -2.65- -2.65)	295-252-281
BH5-36	1	PRY+CHA-PYR+SPH+GAL+QRTZ	Galena; ~30% Sphalerite	-5.7	(-3.6 -3.8- -3)	314-211-276.5
BH5-36	1	PRY+CHA-PYR+SPH+GAL+QRTZ	Sphalerite	-5.7	(-6- -6.3- -6.1)	285-144-214
BH13-77	1	PRY+SPH+CHA-PYR+QRTZ	Galena; <20% quartz	-2.13	(0.67 -0.03- 1.57)	275-144-202.87
BH14-30	1	SPH+GAL+QRTZ	Galena; <20% quartz	-9.55	-7.05	-
BH14-36	1	SPH+GAL+CHA-PYR+QRTZ	Galena; <20% quartz	-6.12	(-3.52 -3.72- -2.62)	245-157-218.5
BH18-27	1	PRY+CHA-PYR+CALC+GAL+ QRTZ	Pyrite; <20% quartz	-6.77	(-8.27 -7.97- -9.17)	294-135-248.5

جدول ۲- نتایج تجزیه ۳۳۸ نمونه مغزه حفاری (موقر و همکاران، ۱۳۸۹) و نتیجه میانگین ۵ عنصر

.Pb-Cu-Zn-Ag-Au

Element	Number	(MIN-MAX(Average
Au ppb	338	2.7-11300(350.25)
Ag ppm	338	0.2-530(17.16)
Cu ppm	338	24-156525(7525.28)
Pb ppm	338	28-94800(6772.17)
Zn ppm	338	170-135000(10051.6)
Cu+Pb+Zn ppm	338	325-232000(24349.1)

جدول ۳- نتایج مطالعه میانبارهای سیال در رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی همراه با کانه‌های سولفیدی در منطقه لاطلا.

	SAMPEL NO	Composition	Host mineral	Number	T <sub>mi</sub> °C
2	BH14-30-36	L+V	qtz	26	-0.8- -4 (Ø-2.55)
5	BH13-77	L+V	qtz	5	-1.7- -4.2 (Ø-3.02)
6	BH4-50	L+V,V+L	qtz	8	-0.3- -4.9 (Ø-2.1)
7	BH4-50	CO <sub>2</sub> , Clathrate	qtz	4	+0.1- +20 (Ø+3.46)
8	BH4-50	CO <sub>2</sub>	qtz	1	
9	BH4-50	L+V+S?	qtz	4	
10	BH5-36	CO <sub>2</sub> , Clathrate	qtz	3	
11	BH5-36	L+V+S	qtz	2	
12	BH5-36	L+V,V+L	qtz	3	-1.5- -3.4 (Ø-2.4)
13	BH1-	L+V	qtz	20	-0.1- -3.4 (Ø-1.93)
14	BH18	L+V	qtz	6	-0.8- -3.2 (Ø-2.3)
15	BH21-47	CO <sub>2</sub> , Clathrate	qtz	1	
16	BH21-47	L+V	qtz	12	-1.2- -3.7 (Ø-2.5)
17	BH2-33	CO <sub>2</sub> , Clathrate	qtz	1	-1.3
18	BH2-33	L+V	qtz	9	-0.3- -2.5 (Ø-1.23)
19	BH6-40	CO <sub>2</sub> , Clathrate	qtz	1	
20	BH6-40	L+V	qtz	8	-1.9- -7.9 (Ø-3.05)
21	BH3-28	CO <sub>2</sub> , Clathrate	qtz	2	
22	BH3-28	L+V	qtz	11	-0.2- -4.5 (Ø-1.91)



ادامه جدول ۳

	SAMPEL NO	T <sub>mCO2</sub>	T <sub>m<sub>clate</sub></sub>	Th <sub>CO2</sub>	Ts <sub>-hal</sub>	Th <sub>(OC)</sub>	SalinityNaCl %wt	Density (in g/cm3)
2	BH14-30-36					198-284 (Ø232.73)	1.32-6.22 (Ø3.70)	0.76-0.89
5	BH13-77					230-250 (Ø238)	2.79-6.07 (Ø4.49)	0.83-0.87
6	BH4-50					252-295 (Ø281)	2.14-3.12 (Ø2.63)	0.32-0.83 (Ø0.69)
7	BH4-50					113-333 (Ø234.14)		0.63-.95 (Ø0.77)
8	BH4-50			+3.6				
9	BH4-50					231-381 (Ø286.67)		0.83-0.80 (Ø0.82)
10	BH5-36	-58.6 - -57	3.1	28- 29		211-275		
11	BH5-36				253-273	310-314	38.9-39.3 (Ø39.1)	1.124-1.146 (Ø1.135)
12	BH5-36					211-262 (Ø241.2)	2.47-5.47 (Ø3.9)	0.79-0.85 (Ø0.83)
13	BH1-					234-294 (Ø258.2)	0.17-5.47 (Ø3.15)	0.77-0.87 (Ø0.81)
14	BH18					135-294 (Ø248.5)	1.32-5.17 (Ø3.74)	0.73-0.96 (Ø0.81)
15	BH21-47	-48.4		4.8		275		0.03
16	BH21-47					246-324 (Ø286)	1.98-5.93 (Ø4.00)	0.71-0.85 (Ø0.078)
17	BH2-33	-47		-4.9		189		0.89
18	BH2-33					132-335 (Ø255.89)	0.50-2.31 (Ø1.36)	0.79-0.95 (Ø0.84)
19	BH6-40		0.9			381		0.50
20	BH6-40					250-343 (Ø290.62)	1.98-11 (Ø3.027)	0.778-0.83 (Ø0.805)
21	BH3-28	-56	5.2	-4 -3.8		272-301		0.7-0.78 (Ø0.75)
22	BH3-28					235-309 (Ø269.64)	0.33-7.11 (Ø3.10)	0.75-0.87 (Ø0.80)

## کتابنگاری

- احمدی، م. ح.، شمعانیان، غ. و. و عزمی، ح.، ۱۳۹۲- کانی شناسی و دگرسانی گرمایی سامانه رگه‌ای اپی‌ترمال در منطقه اکتشافی مطرآباد شمال خاور ایران، فصلنامه علوم زمین، جلد: ۲۲، ۸۸ ص. ۱۵۵ تا ۱۶۴.
- بیاتانی، ب.، ۱۳۹۲- گزارش دورسنجی منطقه شهر بابک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پادیار، ف.، رهگشای، م.، علیرضایی، س.، پورمعافی، م.، واندرحق، و.، تورینتا، ل. و کمیل کومون، م.، ۱۳۹۴- معرفی زیرکن‌های ماگمایی و گرمایی حاوی انکلوژیون‌های سیال و انکلوژیون‌های مذاب در توده‌های پورفیری میدوک و سنگ‌های آتشفشانی لاطلا در شمال کرمان ایران اولین همایش تخصصی و ملی کاربرد میانبرهای سیال در علوم زمین، دانشگاه زنجان.
- حسن‌زاده، ج.، ۱۳۷۸- پروژه اکتشافات سیستماتیک در کمرند ارومیه دختر، برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ شهر بابک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسینخانی، ا.، ۱۳۸۸- زمین‌شناسی، جایگاه تکنونوماگمایی و ارزیابی پتانسیل کانی‌سازی مس-طلا در کانسار چاه مسی (شمال شهر بابک)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۰ ص.
- سزهای، م.، ۱۳۶۹- گزارش تحلیلی بر مسائل کانی‌سازی سرب و روی در کمرند دهج-ساردوییه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کرمان.
- عابدیان، ن.، ۱۳۸۰- اکتشافات چکشی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عبادی، ل.، ۱۳۸۸- تحلیل ساختاری معدن میدوک (لاچاه) و نواحی پیرامون آن، شمال خاور شهر بابک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- عطاپور، ح.، ۱۳۸۶- تکوین ژئوشیمیایی و متالوژنی سنگ‌های آذرین پتاسیم‌دار در کمرند آتشفشانی و نفوذی دهج-ساردوییه استان کرمان با نگرشی ویژه به عناصر خاص. رساله دکترا، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۴۰۱ ص.
- علوی، م.، مظفری، ع.، سلطانی، ن. و دهقانی، م.، ۱۳۸۵- اکتشافات ژئوشیمیایی و کانی‌سنگین در ورقه ۱:۲۵۰۰۰ میدوک (لاطلا)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علیرضایی، س. و اشرف‌پور، ا.، ۱۳۹۳- درآمدی بر فرایندهای کانسنگ‌سازی، انتشارات تک‌رنگ، ۴۷۲ ص.
- مؤمن‌زاده، م.، ۱۳۶۱- گزارش درباره پیشرفت کارهای اکتشافی کانسارهای مس حوزه میدوک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محرابی، ع.، درخشانی، ر. و رهنماری، ج.، ۱۳۸۸- ارتباط شکستگی‌ها و کانه‌زایی در محدوده معدن مس پورفیری میدوک فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال پنجم، ۲، ۱۴۱-۱۵۵ ص.
- مدرک، ه.، ۱۳۸۸- کانی‌زایی و دگرسانی و خصوصیات سیالات کانه‌ساز در کانسار پلی‌متال چاه‌مسی و ارتباط آن با کانسار پورفیری میدوک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۶۴ ص.
- موقر، ی.، عابدیان، ن.، برناه، ب.، مشکانی، س. ا. و صادق‌بیگی، م.، ۱۳۸۹- گزارش نهایی اکتشاف طلا، نقره در محدوده لاطلا (شهر بابک)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۰ ص.
- میرزابابی، غ.، ۱۳۹۰- ارتباط عوامل ساختاری و زمین‌ساختی با کانه‌زایی در کمرند مس دهج-ساردوییه کرمان پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه باهنر کرمان، ۱۲۴ ص.

## References

- Aftabi, A. and Atapour, H., 2000- Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes*, 23.2:119-125.
- Alirezaei, S., Modrek, H. and Padyar, F., 2010- Chahmessi epithermal base and precious metal deposit kerman copper belt, south iran: investigation of genetic relation with meiduk porphyry system. *ACROFI-III Novosibirsk, Russia*. P:6-7.
- Berberian, M. and King, G. C., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bignall, G., Ignall, G., Sekine, K. and Tsuchiya, N., 2002- Hydrothermal Quartz micro textures and depositional processes reveled by SEM-CL imaging *Proceedings 24\* NZ Geothermal Workshop*, P:223-228.
- Cooke, D., Braxton, D., White, N. C. and Rinne, M., 2015- Metal transport and ore deposition in porphyry copper± gold± molybdenum deposits-contrasting behavior between deep and shallow environments. *SGA meeting, 13th, Nancy 2015, France, book. 1: 275-278*.
- Coveney, J. R. M. and Kelly, W. C., 1971- Dawsonite as a Daughter Mineral in Hydrothermal Fluid Inclusions *Contrib. Mineral, and Petrol* 32: 334-342.
- Dénes, R., Kiss, G. B., Ivascanu, P., Marton, I., 2015- Petrographic and Geochemical Study of the Porphyry and Epithermal Mineralization in the Bolcana magmatic- Hydrothermal System (Apuseni Mts, Romania). *SGA meeting, 13th, Nancy France, book. 1:509-511*.
- Dimitrijevic, M., 1973 - *Geology of Kerman region, Institute for Geological and Mining Exploration and Institution of Nuclear and Other Mineral Raw Materials, Beograd-Yugoslavia. Geological Survey of Iran, Report No. Yu/52, 334*.
- Ebrahimi, S., Alirezaei, S. and Pan, Y., 2011- Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*. 350: 133-147.
- Einali, M., Bakker, R. J., Alirezaei, S. and Azimzadeh, A., 2011- Laser Raman micro spectroscopy with fluid inclusions from the Darrehzar porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *ECROFI XXI Abstracts, Berichte der Geologische Bundesanstalt*. 87: 82-83.
- Forster, H., 1978- Mesozoic–Cenozoic metallogenesis in Iran –geological society-London, 135:443-445.
- Gemmell, J. B., 2007- Hydrothermal alteration associated with the Gosongwng epithermal Au-Ag deposit, Halmahera, Indonesia: Mineralogy geochemistry, and exploration implications, *Economic Geology* 102, 893-922.
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr-e-Babak area, Kerman province). *Published Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles*, 204.
- Herrmann, W., Green, G. R., Mark, B. D. and Davidson, G., 2009- Litho-geochemical and Stable Isotopic Insights into Submarine Genesis of Pyrophyllite-Altered Facies at the Boco Prospect, Western Tasmania, *Economic Geology* 104: 775–792.

- Hovakimyan, S., Moritz, R., Tayan, R. and Harutyunyan, M., 2015- The World-Class Kadjaran Mo-Cu-Porphyry Deposit, Southern Armenia, Lesser Caucasus: Structural Controls, Mineral Paragenesis and Fluid Evolution, SGA meeting, 13th, Nancy, France, book, 1, 295-298.
- Jafari Rad, A. R. and Busch, W., 2011- Porphyry Copper Mineral Prospectively Mapping Using Interval Valued Fuzzy Sets Topsis Method in Central Iran. *Journal of Geographic Information System* 3: 312-317.
- Kerkhof, A. M. V. and Hein, U. F., 2001- Fluid inclusion petrography, *Lithos*, 55, 27-47.
- Kouzmanov, K. and Pokrovski, G. S., 2012- Hydrothermal controls on metal distribution in (Cu-Au-Mo) porphyry systems. *Soc Econ Geol Spec Pub* 16: 573-618.
- Lefebure, D. V. and Church, B. N., 1996- Polymetallic Veins Ag-Pb-Zn ± Au in Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2 Open File. 13: 67-70.
- Li, Y. B. and Liu, J. M., 2006- Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 70, 1789 – 1795.
- Mao, J., Zhang, I., Pirajno, F., Ishiyama, D., Su, H. G. C. and Chen, Y., 2011- Porphyry Cu-Au-Mo-epithermal Ag-Pb-Zn-distal hydrothermal Au deposits in the Dexing area, Jiangxi province, East China- A linked ore system. *Ore Geology Reviews* 43: 203-216.
- Moncada, D. and Bodnar, R. J., 2012- Gangue mineral textures and fluid inclusion characteristics of the Santa Margarita Vein in the Guanajuato Mining District, Mexico, *Cent. Eur. J. Geosci*, 4(2), 300-309.
- Padyar, F., Alirezeai, S., Rahgoshay, M., Tarantola, A., Vanderhaeghe, O. and Caumon, M. C., 2016- Evolution of the mineralizing fluids and possible genetic links between Miduk porphyry copper and Latala vein type deposits. ACROFI VI meeting, 6th, Bombay, India, book. P: 80-84.
- Padyar, F., Rahgoshay, M., Tarantola, A., Alirezeai, S. and Pourmoafi, M., 2015- Geology and Genesis of the Latala Base Metal Deposit North Miduk, Iran, SGA meeting, 13th, Nancy France, book. 2:509-511.
- Penniston-Dorland, S. C., 2001- Illumination of vein quartz textures in a porphyry copper ore deposit using scanned cathodoluminescence: Grasberg Igneous Complex, Irian Indonesia. *Am. Mineral.*, 86: 666.
- Pirajno, F., 2009- *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*, Springer, Geological Survey of Western Australia. 1250 pp.
- Pokrovski, G., Borisova, A. Y. and Bychkov, A., 2013- Speciation and Transport of Metals and Metalloids in Geological Vapors, *Mineralogy and Geochemistry* 76:165-218.
- Pudack, C., Halter, W. E., Heinrich, C. A. and Pettke, T., 2010- Evolution of magmatic vapor to gold-rich epithermal liquid: The porphyry to epithermal transition at Famatina NW Argentina, *Economic Geology*, 104: 449-477.
- Roedder, E., 1992- Optical microscopy identification of the phases in fluid inclusions in minerals, *Microscope* 40:59-79.
- Sadeghi, M., Borg, G. and Gläber, C., 2008- Relationship between large-scale ring structures and lineaments with big porphyry copper deposits in Iran. *Geosciences*, 17:199-205.
- Sillitoe, R. H., 2010- Porphyry Copper Systems. *Econ Geol.* 105:3-41.
- Sirbescu, M. L. C. and Nabelek, P., 2003- Dawsonite: An inclusion mineral in quartz from the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. *American Mineralogist* 88: 1055-1060.
- Tome, C. M. and Tornos, F., 2009- SEM-CL Analysis of Hydrothermal Quartz: Case Histories in Fe-Cu (Au) Deposits. *resumen SEM* 179-180.
- Wilkinson, J. J., 2001- Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits *Lithos* 55:229-272.
- Williams, N. C. and Davidson, G. J., 2004- Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake prospect, western Tasmania, Australia, *Economic Geology* 99: 987-1002.



# Cathodoluminescence, micro thermometry and laser raman spectroscopy studies on hydrothermal quartz in Latala deposit, Central Iran

F. Padyar<sup>1\*</sup>, M. Rahgoshay<sup>2</sup>, S. Alirezaei<sup>3</sup>, M. Pourmoafi<sup>4</sup>, A. Tarantola<sup>5</sup>, O. Vanderhaeghe<sup>6</sup> and M. C. Caumon<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>4</sup>Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>5</sup>Associate Professor, GeoResources, University of Lorraine, Nancy, France

<sup>6</sup>Professor, Department of Geology, Toulouse University, Toulouse, France

<sup>7</sup>Professor, GeoResources, University of Lorraine, Nancy, France

Received: 2015 September 05

Accepted: 2015 December 28

## Abstract

The Latala base and precious metals deposit is hosted by quartz veins, associated with a porphyry pluton intruded into a Cenozoic volcanic sequence. Euhedral quartz with sulfide mineralization such as pyrite, chalcopyrite, galena and sphalerite, with minor sulfosalts occurs in these veins as open space fillings and minor replacement bodies. Progressive growth of quartz crystals is evidenced by their texture revealed by cathodoluminescence imaging. The analysis of fluid inclusions indicate a decreasing homogenization temperature from 350°C in the core to 135°C along the edge of the quartz crystals with overgrowths. The presence of CO<sub>2</sub> vapor suggested by the thermometric analysis is confirmed by Raman spectrometry. The solid phases in fluid inclusions identified as phyllosilicates, presumably muscovite and illite, chlorite, quartz and carbonate-mineral such as (Natrocarbonate, Dawsonite) by petrography and Raman spectrometry. Solid phase of halite were identified in two fluid inclusions. The homogenization temperature and salinity varies between 131 to 380 °C and 0.17 to 7.7 wt.% NaCl eq respectively. The properties of fluid inclusions corresponds to a magmatic hydrothermal fluid circulating from depth to shallower environments. The sulfur isotopic composition for galena, sphalerite, chalcopyrite and pyrite varies between -9.8 and -1‰, which correspond to values of magmatic sulfur. The δ<sup>34</sup>S values from +1.8 to -9.2‰ are in the range of hydrothermal fluids. Fluid inclusions features show a magmatic hydrothermal source which transported magmatic fluid and vapor from the depth through fractures to shallow environment. It suggests that magmatic water mixing with meteoric water was responsible for transportation of metals in Latala. Epithermal mineral precipitation during boiling, mixing and water-rock interaction formed hydrothermal quartz and sulfide mineralization. The available evidence suggests that the hydrothermal fluids changed from magmatic to epithermal in the region.

**Keywords:** Hydrothermal quartz, Fluid inclusion, Latala, Cathodoluminescence, Microtermometry, Laser Raman Spectroscopy.

For Persian Version see pages 39 to 52

\*Corresponding author: F. Padyar ; E-mail: padyar@geologist.com