# منشأ و تکامل سیال کانه‌ساز در کانسار مگنتیت±آپاتیت لکه‌سیاه (بافق): شواهدی از میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن

ابراهیم طالع فاضل*، مهین رستمی؛ دانشگاه بوعلی سینا، گروه زمین‌شناسی

دریافت ۹۷/۱۱/۲۶ پذیرش ۹۸/۰۴/۲۳

## چکیده

کانسار مگنتیت ± آپاتیت لکه‌سیاه در شمال‌شرق بافق و در زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. سنگ میزبان کانسار شامل توالی‌های ضخیم آتشفشانی-رسوبی به سن کامبرین زیرین است که به‌صورت مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه رخنمون دارد. کانه‌زایی آهن به‌صورت عدسی‌های مگنتیت و هماتیت اغلب همراه کانی‌های باطله آپاتیت، کوارتز و کلسیت تشکیل شده است. براساس شواهد پتروگرافی میانبارهای سیال، پنج نوع میانبار سیال شامل چندفازی ($L+V+S_1+S_2$)، سه فازی ($L+V+S$)، دوفازی غنی از مایع ($L+V$)، دوفازی غنی از گاز ($V+L$) و تک فاز گاز ($V$)، در کانی‌های کوارتز و آپاتیت کانسار لکه‌سیاه شناسایی شد. میانبارهای سه فازی فراوان‌ترین نوع میانبارها هستند که دمای همگن شدن برای کوارتز بین ۱۲۳ تا $^{\circ}C$ ۵۳۰ (متوسط $^{\circ}C$ ۳۴۴) و در آپاتیت بین ۱۷۵ تا $^{\circ}C$ ۴۲۰ (متوسط $^{\circ}C$ ۳۸۵)، به‌دست آمد. هم‌چنین، تغییرات شوری در میزبان کوارتز بین ۳۰ تا ۵۸ درصد وزنی معادل نمک (متوسط ۴۰ درصد وزنی) و در آپاتیت بین ۳۴ تا ۵۳ درصد وزنی معادل نمک (متوسط ۴۱/۶ درصد وزنی)، را نشان می‌دهد. فشار محاسبه شده در سیستم $H_2O$-NaCl، بین ۱۰ تا ۵۰۰ بار و معادل عمق ۰/۳ تا ۱/۵ کیلومتری، به‌دست آمد. مقادیر $\delta^{18}O_{water}$ در تعادل با کوارتز بین ۷/۵ تا ۱۱ درهزار است که نشان‌دهندهٔ سیال با خاستگاه ماگمایی است. براساس تغییرات وسیع دمای همگن‌شدن نهایی و شوری و نیز هم‌بستگی مثبت آن‌ها در میانبارهای سیال، اختلاط سیال ماگمایی دما و شوری زیاد با سیال سرد با شوری کم (مشابه سیال جوی)، از عوامل مؤثر در رخداد کانسار لکه‌سیاه است.

**واژه‌های کلیدی**: مگنتیت±آپاتیت، توالی آتشفشانی-رسوبی، ایزوتوپ اکسیژن، مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه، بافق.

## مقدمه

حوضهٔ زریگان-چاه‌میر (منطقهٔ معدنی بافق) واقع در بخش جنوبی قلمرو لیتوتکتونیکی پشت-بادام، میزبان انواع کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت (IOA) نوع کایرونا (Kiruna type) (چغارت، چاه‌گز، اسفوردی، سه‌چاهون، آنومالی شمالی، میشدوان و لکه‌سیاه)، آهن-منگنز بروندمی و روی-سرب رسوبی-بروندمی (SEDEX) (شامل کوشک، چاه‌میر و زریگان) است. کانسارهای نوع کایرونا در بخش غربی و شمال‌غربی حوضهٔ زریگان-چاه‌میر و در توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین (ECVSS) قرار دارند. توالی غیردگرگونی متشکل از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا فلسیک، شیل، ماسه‌سنگ، دولومیت و آهک دولومیتی [۲۴] است. این توالی میزبان بیش از ۳۴ آنومالی مغناطیس هوایی با بیش از ۱/۷ میلیارد تن ذخیره Fe-P-Mn است که در محدوده‌ای به‌وسعت ۷۵۰۰ کیلومترمربع قرار دارند [۲۰]. عیار $Fe_2O_3$ در آن‌ها بین ۵۰ تا ۷۰ درصد وزنی و $P_2O_5$ بین ۰/۱ تا ۷/۷۸ درصد وزنی برآورد شده است [۲۰]. در این میان، کانسار مگنتیت±آپاتیت لکه‌سیاه به وسعت تقریبی ۵ کیلومترمربع در مختصات "۵۶´۴۲°۵۵ طول‌شرقی و "۴۷´۴۶°۳۱ عرض‌شمالی و فاصلهٔ ۴۰ کیلومتری شمال‌شرق شهرستان بافق، بین معادن اسفوردی و کوشک قرار گرفته است. در این پژوهش، به‌بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی اصلی کانسار لکه‌سیاه شامل، لیتولوژی سنگ میزبان، کانی‌شناسی دگرسانی و ماده معدنی پرداخته می‌شود. هم‌چنین با

*نویسنده مسئول tale.fazel@gmail.com

استفاده از بررسی میانبارهای سیال و نتایج ایزوتوپی اکسیژن، در مورد منبع و تکامل سیالات تشکیل‌دهندهٔ کانسنگ و شرایط شکل‌گیری ماده معدنی بحث می‌شود.

## زمین‌شناسی کانسار لکه‌سیاه

کانسار مگنتیت ±آپاتیت لکه‌سیاه در ورقهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی [۳۰] و برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد [۳] قرار می‌گیرد. براساس نقشه‌های زمین‌شناسی و شواهد صحرایی، واحدهای تشکیل دهنده کانسار لکه‌سیاه را می‌توان شامل، ۱) توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین‌زیرین (ECVSS یا CVSS) و ۲) مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه با سن اواخر کامبرین‌زیرین، در نظر گرفت. واحدهای سنگی خروجی-نیمه‌عمیق مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه به‌عنوان میزبان کانه‌سازی آهن ±آپاتیت و فراوان‌ترین واحدهای تشکیل‌دهندهٔ منطقه هستند. در ادامه خصوصیات هر کدام از این واحدهای سنگی اشاره شده است:

### توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین (CVSS)

توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین‌زیرین (CVSS) روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد [۳] از قدیم به جدید شامل مجموعه‌های کوه‌بنان I و کوه‌بنان II است. مجموعه سنگی کوه‌بنان I از زیرعضوهای خارنگان، ناریگان، نادیگان و اسفوردی تشکیل شده است. زیرعضو خارنگان قدیمی‌ترین مجموعه سنگی در این منطقه است که با ضخامت ۱۵۰۰ متری از شیل و سیلتستون سبزرنگ، ماسه‌سنگ و گریوک سبز روشن تا تیره تشکیل شده و به‌سمت بالا به آهک‌های آلگی با لامیناسیون ضعیف و چرت‌های سیاه‌رنگ تبدیل می‌شود. ضخامت آهک‌های آلگی ۳۰۰ متر است و در امتداد شکستگی‌ها به دولومیت تبدیل شده است (شکل ۲ پ، ت، ج). زیرعضو ناریگان با جنس کنگلومرا و دگرشیبی زاویه‌دار روی مجموعه خارنگان نهشته شده (شکل ۲ ث) و به‌تدریج به‌سمت بالا به ماسه‌سنگ‌های قرمز تیره تا بنفش معادل سازند لالون تغییر می‌کند. زیرعضوهای نادیگان و اسفوردی متشکل از شیل و ماسه‌سنگ با دگرشیبی زاویه‌دار روی زیرعضو خارنگان نهشته شده‌اند به‌طوری‌که قطعاتی از شیل، گریوک و دولومیت خارنگان درون نادیگان مشاهده شده است. فعالیت‌های آتشفشانی شدید و شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های رخساره عمیق‌تر دو مجموعه اسفوردی و نادیگان سبب تمایز آن‌ها از ماسه‌سنگ‌ها و دولومیت‌های رخساره کم‌عمق‌تر مجموعه ناریگان شده است. مرز بین شیل، ماسه‌سنگ و گریوک مجموعه اسفوردی با مجموعه نادیگان به‌صورت گسله است که سبب وارونگی طبقات شده است. زیرعضو نادیگان با ویژگی رسوبی-آتشفشانی، میزبان سنگ‌های آذرآواری اسیدی، گدازه‌ها و گنبدهای ریولیتی مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه است (شکل ۲ ب). جوان‌ترین بخش توالی ECVSS متعلق به مجموعه سنگی کوه‌بنان II است که از دولومیت خاکستری، ماسه‌سنگ، آهک‌های تریلوبیت‌دار و هیولیت‌دار تشکیل شده است. در شکل ۱ نقشهٔ زمین‌شناسی کانسار لکه سیاه نشان داده شده است.

### مجموعهٔ کالدرایی لکه سیاه با سن اواخر کامبرین زیرین

مراحل تشکیل مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه را می‌توان در این سه مرحله اصلی خلاصه کرد:

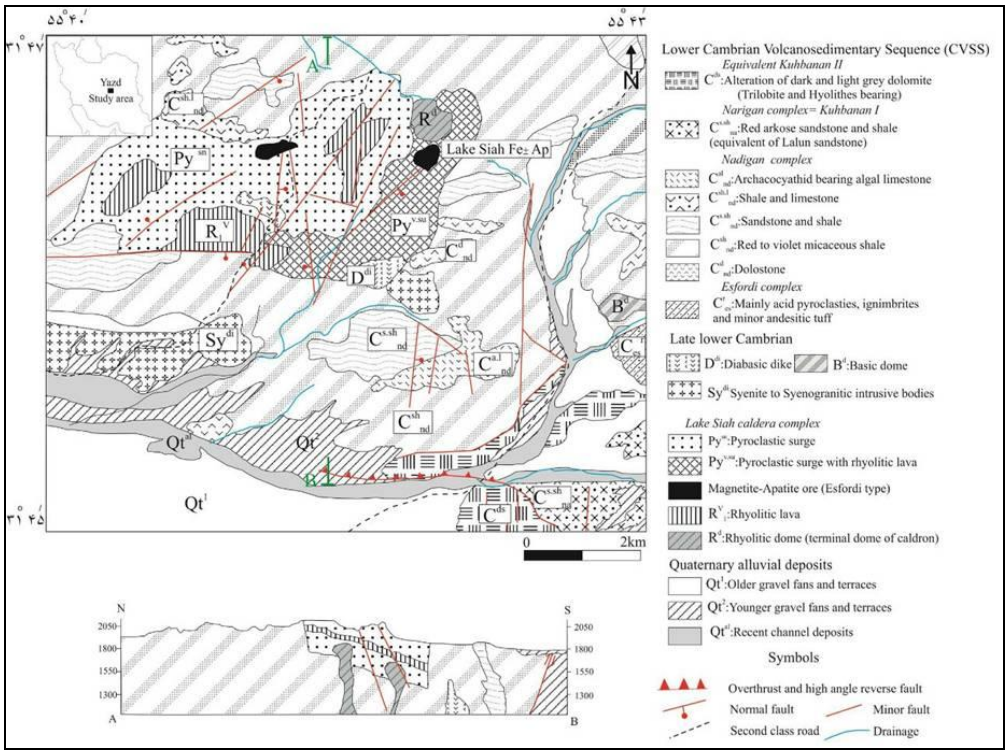
آ) رخساره آذرآواری خیزابی[1] که در اثر برخورد ماگما با سنگ‌های اشباع از آب و انفجار و تشکیل مجموعه پیروکلاستیکی به‌وجود آمده است.

ب) تشکیل کالدرای فرونشینی[2] که بعد از انفجار اولیه و تخلیه حجم زیادی از ماگما که همراه با ریزش سقف اتاقک ماگمایی تشکیل شده است.

1. Pyroclastic Surge
2. Subsidence caldera

ج) صعود ماگمای اسیدی از طریق شکستگی‌ها و تشکیل گنبدهای ریولیتی.

در نهایت پس از شکل‌گیری و تکوین مجموعه کالدرای لکه‌سیاه، این مجموعه به‌وسیلهٔ توده‌های عمیق و نیمه‌عمیق از قبیل دایک‌های دیابازی و پلاگ‌های سینیتی تا سینوگرانیتی مورد هجوم قرار گرفته که به‌ویژه در جنوب کانسار لکه‌سیاه رخنمون دارند (شکل ۱).



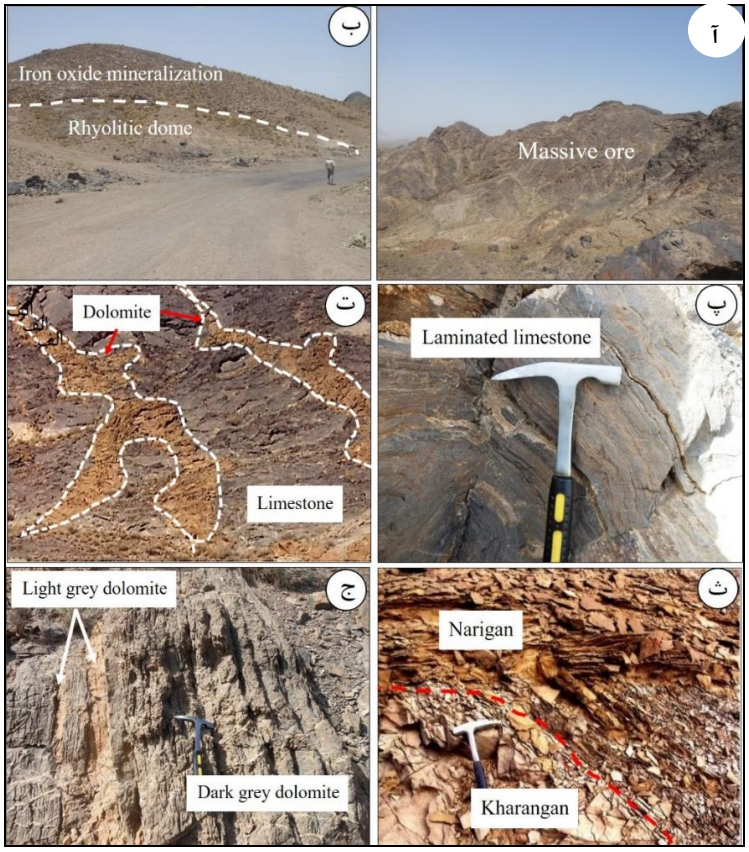

**شکل ۱. نقشهٔ زمین‌شناسی ساده شده منطقه لکه‌سیاه همراه با نیم رخ A-B (با تغییرات از برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد، [۳])**

## پتروگرافی

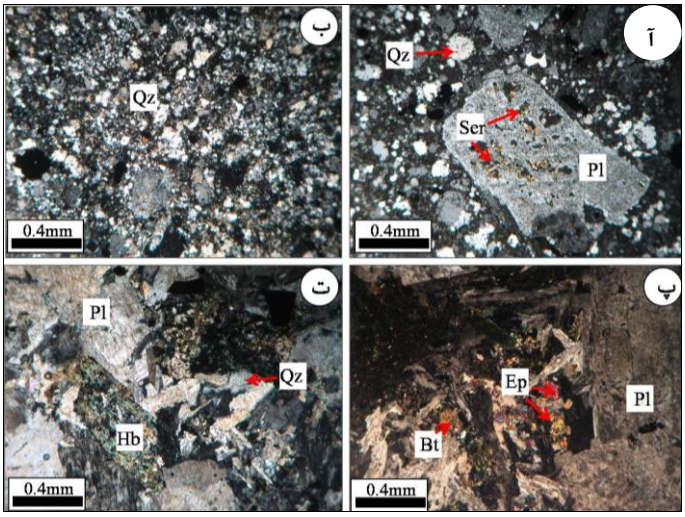
بر اساس شواهد صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های آذرین شامل طیفی از سنگ‌های خروجی تا نفوذی شامل ریولیت، آندزیت، سینیت تا سینوگرانیت و توف هستند. واحدهای سنگی خروجی اغلب ریولیتی است که بخش زیادی از منطقهٔ بررسی شده را پوشش می‌دهد. ریولیت با بافت پورفیری تدریجی از کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و کانی‌های فرعی زیرکن و کلسیت تشکیل شده است (شکل ۳ آ). درشت بلورهای کوارتز با ابعاد ۲ میلی‌متر حدود ۷۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. بلورهای پلاژیوکلاز با فراوانی حدود ۲۰ درصد و با حفظ شکل اولیه به سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. در مجاور توده معدنی واحد تکتونیزه و خرد شده آندزیتی رخنمون دارد که در مقاطع میکروسکوپی با بافت پورفیری و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت مشخص می‌شود (شکل ۳ پ و ت). پلاژیوکلاز تحت تأثیر محلول‌های گرمابی به کلسیت، اپیدوت و سریسیت تبدیل شده است. در اثر دگرسانی بیوتیت نیز، کانی ثانویه کلریت تشکیل می‌شود. توف‌های ریولیتی (شکل ۳ ب) با ظاهری برشی شده از کانی غالب کوارتز تشکیل شده که در خمیره‌ای از سریسیت قرار گرفته است.

## کانه‌زایی و دگرسانی

کانسنگ اصلی اکسید آهن در منطقه لکه‌سیاه با مختصات "۵۶´۴۲°۵۵ طول شرقی و "۴۷´۴۶°۳۱ عرض شمالی به‌صورت تودهٔ سیاه مایل به قهوه‌ای و وسعت تقریبی ۵ کیلومتر مربع رخنمون دارد (شکل ۴ آ). مگنتیت و هماتیت کانی‌های اصلی تشکیل‌دهندهٔ کانسنگ هستند. در مقاطع صیقلی نمونه‌های اکسید آهن منطقه، پدیدهٔ مارتیتی‌شدن در طول شکستگی‌ها و حاشیه دانه‌های مگنتیت مشاهده می‌شود. گوتیت با بافت کلوفرم همراه مگنتیت و هماتیت مشاهده شد. کانی‌های سولفیدی پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت به‌صورت ادخال فضای خالی مگنتیت و هماتیت را پر کرده است (شکل ۴ چ). کانی‌های باطله کوارتز، آپاتیت، آمفیبول و کلسیت، اغلب همراه با ماده معدنی تشکیل شده‌اند (شکل ۴ ت، ث، ج، خ). در نمونه‌های دستی، آپاتیت‌ها دارای دو نسل هستند. آپاتیت نسل اول (Ap I) به‌صورت بلورهای کشیده منشوری و رنگ سبز روشن در فضاهای خالی مگنتیت تشکیل شده است (شکل ۴ پ). آپاتیت نسل دوم (Ap II) با رنگ سبز روشن به‌صورت برشی همراه با بلورهای کوارتز مشاهده می‌شود (شکل ۴ج). همانند دیگر کانسارهای منطقه بافق، در کانسار لکه‌سیاه نیز دگرسانی شدید سنگ دیواره رخ داده است.




**شکل ۲. تصاویر صحرایی از واحدهای زمین‌شناسی مختلف در منطقهٔ بررسی شده؛ آ) کانه‌زایی اکسید آهن به‌صورت توده‌ای (دید به‌سمت شمال‌شرق)، ب) نمایی از گنبد ریولیتی و آغشتگی اکسید آهن در بخش‌های بالایی آن (دید به سمت شرق)، پ) آهک لامینه‌ای با ساختار استروماتولیتی، ت) آهک‌های آرکئوسیاتیددار که در امتداد شکستگی‌ها دولومیتی شده‌اند (دید به‌سمت جنوب‌غرب)، ث) دگرشیبی زاویه‌دار بین مجموعه‌های خارنگان و ناریگان، ج) تناوب آهک‌های خاکستری روشن و تیره (عکس‌های ت و ث از [۳] اقتباس شده است).**



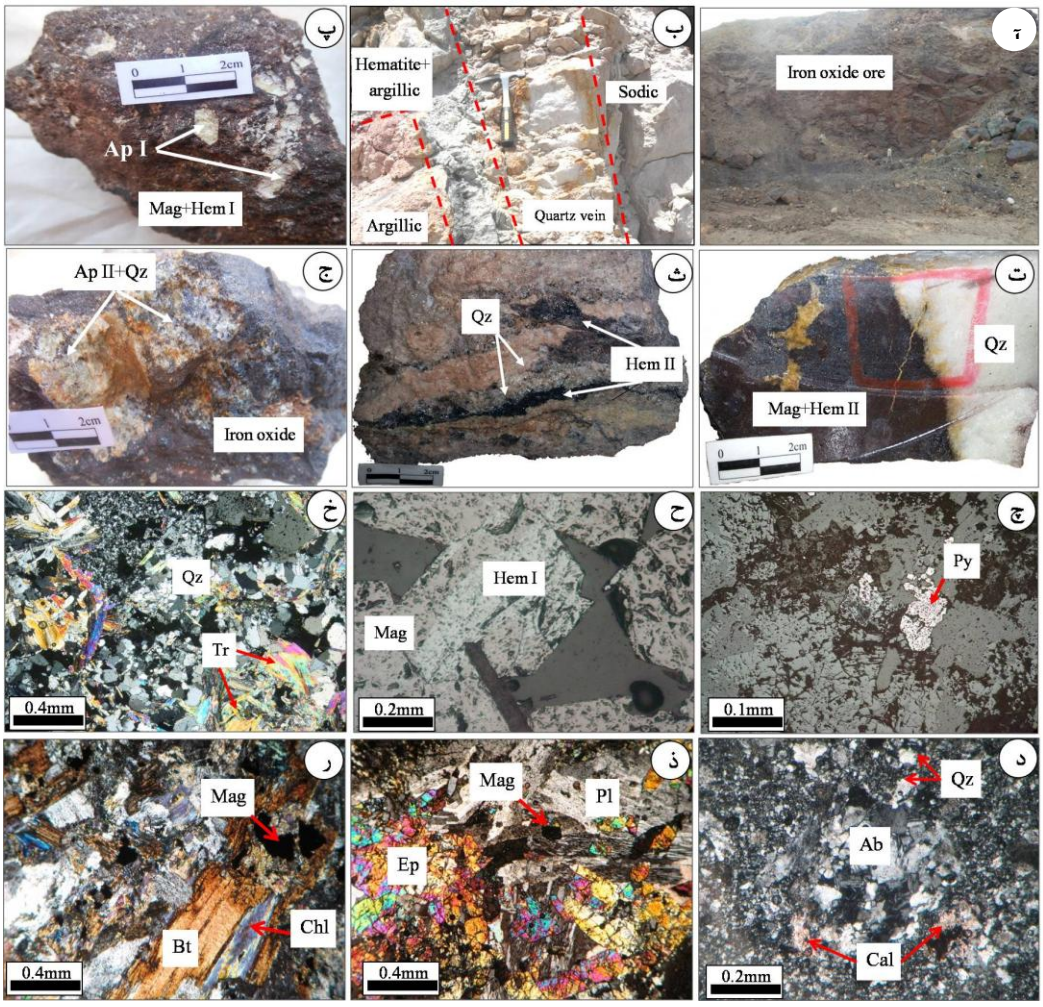

**شکل ۳. تصاویر پتروگرافی از سنگ‌های آذرین منطقه لکه‌سیاه (در حالت XPL). آ) بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز در واحد ریولیتی، ب) درهم قفل شدگی بلورهای کوارتز در توف‌های ریولیتی، پ) و ت) واحد کوارتز دیوریتی با حضور کانی‌های غالب پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی‌های ثانویه اپیدوت و هورنبلند. (حروف اختصاری کانی‌ها از [۳۵] شامل؛ Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت)**

مهم‌ترین دگرسانی‌های منطقه لکه‌سیاه به‌ترتیب زمان تشکیل و فاصله گرفتن از سیستم گرمابی محیط شامل دگرسانی‌های سدیک (آلبیتی)، سدیک-کلسیک (آهن)، پتاسیک، آرژیلیک و هیدرولیتیک (اسیدی) است [۲]. دگرسانی سدیک با آلبیتی‌شدن شدید سنگ میزبان در بلافصل توده معدنی رخنمون یافته است (۴ ب و د). محلی که دگرسانی سدیک سبب ایجاد سنگ‌های غنی از آلبیت شده به‌عنوان آلبیتیت شناخته می‌شود. این دگرسانی با کانی اصلی آلبیت و کانی‌های فرعی کوارتز، مسکوویت، معمولاً سنگ‌های فلسیک، نیمه‌عمیق و گرانیتی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. دگرسانی کلسیک با کانی‌های شاخص ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت مشخص می‌شود. دگرسانی پتاسیک با مجموعه کانی‌های بیوتیت، فلدسپار پتاسیم، کلریت و مگنتیت مشخص می‌شود. در این دگرسانی کانی‌های بیوتیت و فلدسپار پتاسیم به جای آلبیت تشکیل شده است (شکل ۴ ر). کانه‌زایی مگنتیت بعد از دگرسانی‌های کلسیک و پتاسیک و در برخی موارد همراه با آن‌ها تشکیل شده است. دگرسانی آرژیلیک یا رسی در مجاورت تودهٔ معدنی رخنمون دارد که با مجموعه کانی‌های مونت‌موریلونیت، کائولینیت، کوارتز، هماتیت و کانی‌های فرعی پلاژیوکلاز، دیکیت و کلریت شناخته می‌شود. حضور هماتیت در این مجموعه سبب ایجاد رنگ صورتی و خاکستری شده که در بخش‌های شمالی و جنوبی کانسار رخنمون دارد (شکل ۴ ب).

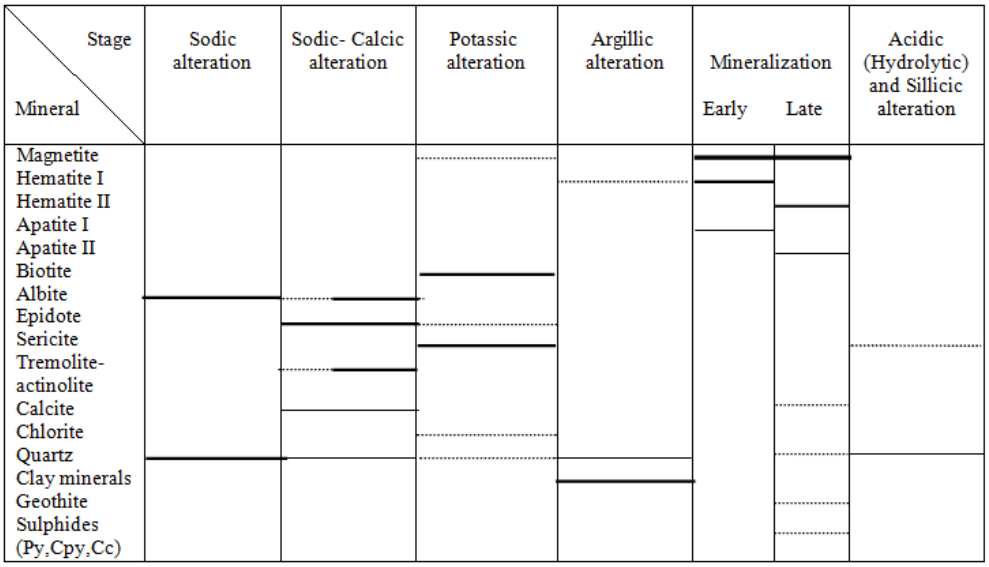
## توالی پاراژنتیک

مشاهدات صحرایی و کانی‌شناسی در سنگ میزبان کانسار آهن ±آپاتیت لکه‌سیاه گویای رخداد دگرسانی قلیایی-اکسید آهن مرتبط با یک سیستم گرمابی است [۱]. براساس مجموعه کانی‌ها و مشاهدات بافتی، توالی پاراژنتیک کانسار لکه‌سیاه به‌صورت شکل ۵ نمایش داده شده است. دگرسانی سدیک با کانی شاخص آلبیت، سنگ‌های فلسیک را تحت تأثیر قرار می‌دهد. دگرسانی سدیک-کلسیک با حضور پلاژیوکلاز سدیک، ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت مشخص می‌شود که با ظاهری سبزرنگ در بخش شمالی کانسار رخنمون دارد. دگرسانی پتاسیک در سنگ‌های آندزیتی و کوارتز آندزیتی مجاور تودهٔ معدنی تشکیل شده است. شستشوی آهن از بیوتیت سبب نهشت مگنتیت می‌شود. دگرسانی سدیک (کلسیک) نیز با تحرک و حذف فلزات پایه و آهن [۱۳] سبب تجمع این عناصر در محلول‌های عامل دگرسانی می‌شود. با افزایش اسیدیته سیال گرمابی فلدسپار به‌طور

کامل به سریسیت تبدیل شده و کلریت و دیگر کانی‌های آهن‌دار جای‌گزین کانی‌های مافیک می‌شود که با رخداد دگرسانی‌های آرژیلیک و هیدرولیتیک، در بخش‌های مختلف کانسار به‌ویژه در اطراف توده معدنی به‌صورت مناطق با رنگ‌های سفید، خاکستری و صورتی مشاهده می‌شوند. دگرسانی هیدرولیتیک یا اسیدی در مراحل آخر و در طی کانه‌زایی آهن تشکیل شده است. مرحله کانه‌زایی با تشکیل مگنتیت و هماتیت توده‌ای نسل I مشخص می‌شود که با آپاتیت‌های نسل I منشوری و رنگ سبز روشن درهم رشدی دارد. مگنتیت در حاشیه و سطوح شکستگی کانی در اثر پدیده مارتیتی شدن به هماتیت II تبدیل می‌شود. آپاتیت نسل II به‌صورت بلورهای بی‌شکل همراه با کوارتز در فضای خالی مگنتیت تشکیل شده‌اند. به‌منظور بررسی میانبارهای سیال از نمونه‌های کوارتز و آپاتیت مرحلهٔ کانه‌زایی استفاده شد. بررسی ایزوتوپ پایدار اکسیژن نیز روی کانی‌های مگنتیت و کوارتز مرحله کانه‌زایی انجام شد.




**شکل۴. تصاویر کانه‌زایی و دگرسانی در منطقه لکه‌سیاه: آ) توده معدنی اکسید آهن (دید به‌سمت شرق)، ب) دگرسانی سدیک، هماتیت–آرژیلیک به همراه رگه کوارتز، ج) مگنتیت همراه با بلورهای منشوری آپاتیت نوع I، ت) کوارتز در تماس با ماده معدنی، ث) بافت قشری در نتیجه رشد متناوب کوارتز و هماتیت، ج) بلورهای آپاتیت II ± کوارتز در حفره‌های موجود در مگنتیت، چ) پیریت به‌صورت ادخال در زمینه مگنتیت، ح) تبدیل مگنتیت به هماتیت، خ) کوارتز و ترمولیت به‌صورت باطله، د) دگرسانی سدیک با حضور آلبیت و کوارتز، ذ) رخداد اپیدوت، پلاژیوکلاز به‌همراه کانی فرعی مگنتیت در دگرسانی کلسیک، ر) حضور بیوتیت به‌عنوان شاخص دگرسانی پتاسیک. کلیه تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری متقاطع (XPL) تهیه شده است. حروف اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز [۳۱] شامل؛ Mag: مگنتیت، Cal: کلسیت، Ab: آلبیت، Bt: بیوتیت، Tr: ترمولیت، Ep: اپیدوت، Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت، Ser: سریسیت، Ap: آپاتیت)**




**شکل ۵. شمایی از توالی پاراژنتیک در کانسار آهن±آپاتیت لکه‌سیاه**

## میانبارهای سیال

به‌منظور شناخت ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی روند تکامل سیال کانه‌ساز، بررسی‌های پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال روی تعداد ۴ نمونه از کوارتز و آپاتیت نسل دوم (II) همراه کانه‌سازی آهن انجام شد (مراجعه شود به توالی پاراژنتیک در شکل ۵). بدین‌منظور از نمونه‌های ذکر شده مقاطع دو برصیقل با ضخامت ۱۲۰ تا ۱۵۰ میکرون، تهیه شد. بررسی میانبارهای سیال در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) به‌کمک سکوی گرمایش-سرمایش لینکام مدل THMS600 نصب شده بر میکروسکوپ زایس، انجام شد. دامنهٔ حرارتی دستگاه بین ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجهٔ سانتی‌گراد است. کالیبراسیون سکو در گرمایش با دقت ۰/۶± درجهٔ سانتی‌گراد تنظیم شده که به‌وسیلهٔ نیترات سزیم[1] با نقطهٔ ذوب ۴۱۴ درجهٔ سانتی‌گراد انجام شده است. در مرحلهٔ انجماد با دقت ۰/۲± درجهٔ سانتی‌گراد و با مادهٔ استاندارد ان-هگزان[2] با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجهٔ سانتی‌گراد، انجام شد. در پایان، داده‌های حاصل از بررسی‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی FLINCOR [۶] و Fluid Package [۳]، پردازش شدند. در میانبارهای آبگین دو فازی (در نمونه آپاتیت) و میانبارهای سه فازی (در نمونه‌های کوارتز و آپاتیت) همراه با فاز جامد هالیت، پارامترهای دمای اولین نقطهٔ ذوب یخ ($T_{FM}$)، دمای آخرین نقطهٔ ذوب یخ ($Tm_{ice}$)، دمای همگن‌شدگی نهایی ($Th_{total}$) و دمای انحلال هالیت ($Tm_{NaCl}$)، اندازه‌گیری شدند. محاسبه شوری در میانبارهای آبگین دو فازی مایع-بخار بدون فاز جامد در سیستم $H_2O$-NaCl با استفاده از دمای نهایی ذوب یخ ($Tm_{ice}$)، انجام شد. شوری در میانبارهای حاوی فاز جامد هالیت نیز با استفاده از دمای ذوب هالیت ($Tm_{NaCl}$) و بهره‌گیری از معادلهٔ Bodnar (۱۹۹۴) به‌دست آمد.

## پتروگرافی

### کوارتز

میانبارهای سیال در میزبان کوارتز با توجه به رده‌بندی‌های رودر (۱۹۸۴) و شفرد (۱۹۸۵) از نظر شکل ظاهری به‌صورت

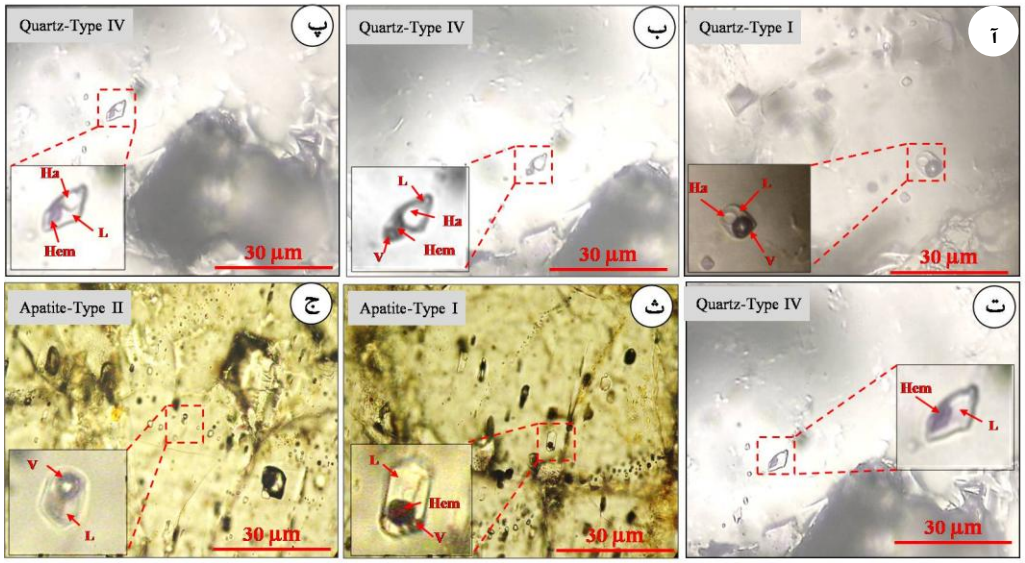
1. Cesium nitrate
2. N-Hexane

بلور منفی[1]، کشیده، کروی و بی‌شکل تقسیم می‌شوند. از نظر فازهای تشکیل‌دهندهٔ، میانبارهای سیال در میزبان کوارتز را می‌توان به ۴ نوع تقسیم کرد؛ که به‌ترتیب فراوانی شامل: ۱. میانبارهای نوع I سه‌فازی مایع- بخار- هالیت (L+V+S)، ۲. میانبارهای نوع II دوفازی مایع- بخار (L+V)، ۳. میانبارهای نوع III تک‌فاز بخار (V) و ۴. میانبارهای نوع IV چندفازی مایع- بخار- هالیت- هماتیت ($L+V+S_1+S_2$)، هستند.

میانبارهای نوع I با ابعاد ۶ تا ۱۵ میکرون، فراوان‌ترین نوع میانبارها هستند (شکل ۶ آ). فاز جامد هالیت در آنها از شکل مکعب و یا مربع با ظاهر شفاف شناخته می‌شود. میانبارهای نوع II دو فازی مایع- بخار که حباب بخار حدود ۲۵ الی ۳۰ درصد حجم میانبار را اشغال کرده دارای ابعاد کوچک‌تر از ۸ میکرون هستند. میانبارهای نوع III فراوانی کمی دارند و به‌طور عمده از تک فاز گاز تشکیل شده‌اند. با توجه به‌رنگ حباب تیره در این میانبارها، احتمال حضور فازهای فرار $CO_2$ و $CH_4$ وجود دارد [۲۸]. میانبارهای نوع IV با ابعاد ۸ تا ۱۲ میکرون با حضور هماتیت‌های هگزاگونال و به‌رنگ قرمز روشن تا قهوه‌ای قابل شناسایی است (شکل ۶ ب، پ، ت).

## آپاتیت

میانبارهای سیال در میزبان آپاتیت نسل دوم به شکل‌های منشوری و بلور منفی مشاهده شد. این میانبارها شامل: ۱. میانبارهای نوع I سه‌فازی مایع- بخار-هالیت (L+V+S)، ۲. میانبارهای نوع II دوفازی مایع- بخار (L+V) و ۳. میانبارهای نوع III دوفازی بخار- مایع (V+L)، هستند. میانبارهای نوع I بیش‌ترین فراوانی را داشته و در مقایسه با میانبارهای سه-فازی در میزبان کوارتز، اندازهٔ بزرگ‌تری (۸ تا ۲۰ میکرون)، دارند (شکل ۶ ث). میانبارهای نوع II با اندازهٔ۱۰ تا ۱۵ میکرون، غنی از مایع (L+V) است و به فاز مایع (L+V→L) همگن می‌شوند. در حالی‌که میانبارهای نوع III غنی از بخار (VL) است و به فاز بخار (V+L→V) همگن شدند (شکل ۶ ج).




**شکل ۶. تصاویر پتروگرافی انواع میانبارهای سیال در میزبان کانی‌های کوارتز (آ و ت) و آپاتیت (ث و ج) کانسار لکه-سیاه در دمای اتاق (۲۵ درجهٔ سانتی‌گراد). آ) میانبار نوع I دارای فاز مایع، بخار و کانی دختر هالیت، ب) میانبار چند فازی (نوع IV) متشکل از فاز مایع، بخار، هالیت و هماتیت، پ) همگن‌شدن فاز بخار میانبار با افزایش دما، ت) انحلال هالیت و همگن‌شدن نهایی میانبار، ث) میانبار سیال نوع I متشکل از مایع، بخار و کانی دختر هماتیت، ج) میانبار سیال نوع II مایع و بخار**

1 .Negative crystal

## ریزدماسنجی

بررسی ریزدماسنجی میانبارهای سیال در نمونه‌های کوارتز، روی میانبارهای اولیه نوع I و IV انجام شد. بررسی میانبارهای دوفازی در کوارتزها به‌دلیل ابعاد کوچک آن‌ها امکان‌پذیر نبود. در میزبان آپاتیت، هر سه میانبار سیال نوع I (L+V+S)، II (L+V→L) و III (V+L→V)، بررسی شدند. خصوصیات ریزدماسنجی این میانبارها بدین‌شرح است:

### کوارتز

میانبارهای نوع I دارای محدوده دمای همگن‌شدن بین ۱۲۳ تا ۵۳۰ درجهٔ سانتی‌گراد و مقادیر شوری ۳۰/۳ تا ۵۸/۷ درصد وزنی معادل نمک، هستند. هم‌چنین، میانبارهای نوع IV دمای همگن‌شدن بین ۱۶۰ تا ۴۶۴ درجهٔ سانتی‌گراد و تغییرات شوری بین ۳۶/۵ تا ۶۵/۱ درصد وزنی معادل نمک را تغییر می‌کند (شکل ۷).

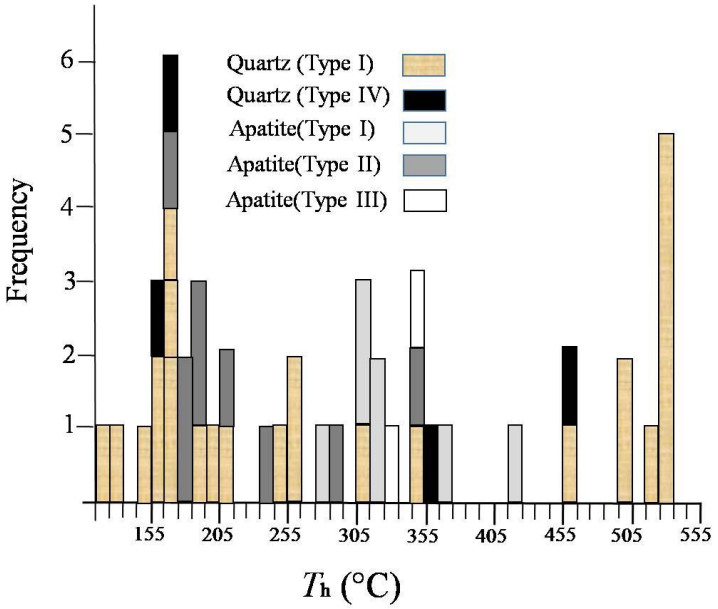
### آپاتیت

محدودهٔ دمای همگن‌شدن برای میانبارهای نوع I در نمونه آپاتیت از ۲۸۵ تا ۴۲۰ درجهٔ سانتی‌گراد، متغیر است که دارای میزان شوری ۳۴ تا ۵۳ درصدوزنی معادل نمک، هستند. برای میانبارهای دو فازی غنی از مایع که به فاز مایع همگن شده‌اند، محدوده دمای همگن‌شدن ۱۷۵ تا ۲۹۵ درجهٔ سانتی‌گراد به‌دست آمد. دمای اولین ذوب یخ ($T$fm) در آن‌ها بین ۳۸- تا ۴۸- درجهٔ سانتی‌گراد ثبت شده است (شکل ۹ ب). محدودهٔ آخرین نقطهٔ ذوب یخ ($Tm_{ice}$) در میانبارهای دو فازی غنی از مایع بین ۱۳/۲- تا ۸/۶- درجهٔ سانتی‌گراد به‌دست آمد. (شکل ۹ آ). میزان شوری محاسبه شده در این میانبارها بر اساس آخرین نقطهٔ ذوب یخ بین ۱۲/۴ تا ۱۷/۱ درصد وزنی معادل نمک، به‌دست آمد. هم‌چنین، در میانبارهای دوفازی غنی از بخار، دمای همگن‌شدن بین ۳۳۵ تا ۳۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد (شکل ۷) و دمای آخرین نقطهٔ ذوب یخ بین ۷/۴- تا ۶/۶- درجهٔ سانتی‌گراد معادل شوری بین ۱۰ تا ۱۱/۱ است (شکل ۹ ب).

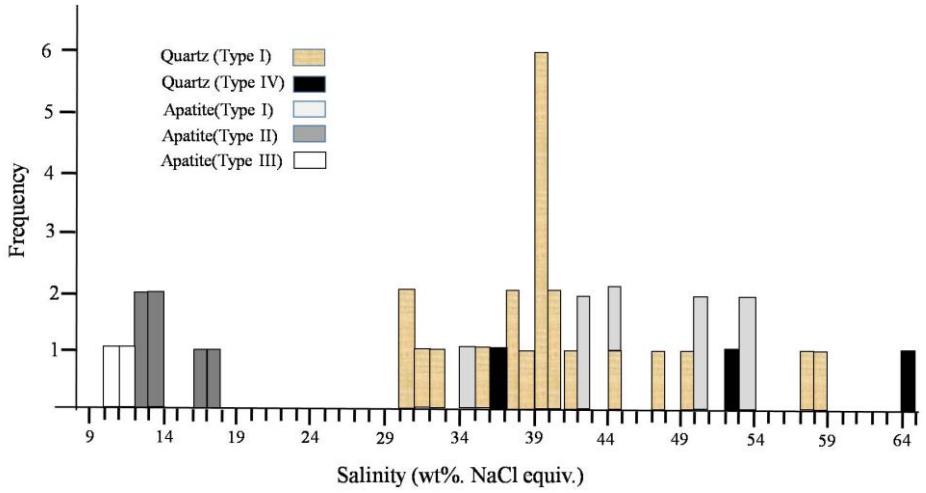
**جدول ۱. نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال در میزبان کانی‌های کوارتز و آپاتیت کانسار لکه‌سیاه**

| نوع میانبار سیال | کانی میزبان | تعداد میانبار | دمای آخرین نقطهٔ ذوب ($Tm_{ice}$) | دمای اولین نقطهٔ ذوب ($T$fm) | دمای ذوب هالیت ($Tm_{NaCl}$) | دمای همگن شدن ($T_h$) | شوری (wt% NaCl equiv.) | ابعاد (μm) | چگالی ($g/cm^3$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Type I | کوارتز | ۲۴ | --- | --- | ۱۶۵ تا ۴۹۳ | ۱۲۳ تا ۵۳۰ | ۳۰ تا ۵۸ | ۶ تا ۱۵ | ۱/۰۸ تا ۱/۲۵ |
| Type IV | کوارتز | ۳ | --- | --- | ۲۸۴ تا ۵۳۸ | ۱۶۰ تا ۴۶۴ | ۳۶ تا ۶۵ | ۸ تا ۱۲ | ۱/۱۵ تا ۱/۴۴ |
| Type I | آپاتیت | ۹ | --- | --- | ۲۵۵ تا ۴۵۰ | ۲۸۵ تا ۴۲۰ | ۳۴ تا ۵۳ | ۸ تا ۱۵ | ۱/۱ تا ۱/۲۶ |
| Type II | آپاتیت | ۸ | ۸/۶- تا ۱۳/۲- | ۴۸- تا ۳۸- | --- | ۱۷۵ تا ۲۹۵ | ۱۲/۴ تا ۱۷/۱ | ۱۰ تا ۱۵ | --- |
| Type III | آپاتیت | ۲ | ۷/۴- تا ۶/۶- | ۴۳- تا ۴۰- | --- | ۳۳۵ تا ۳۵۰ | ۱۰ تا ۱۱/۱ | ۹ تا ۱۲ | --- |

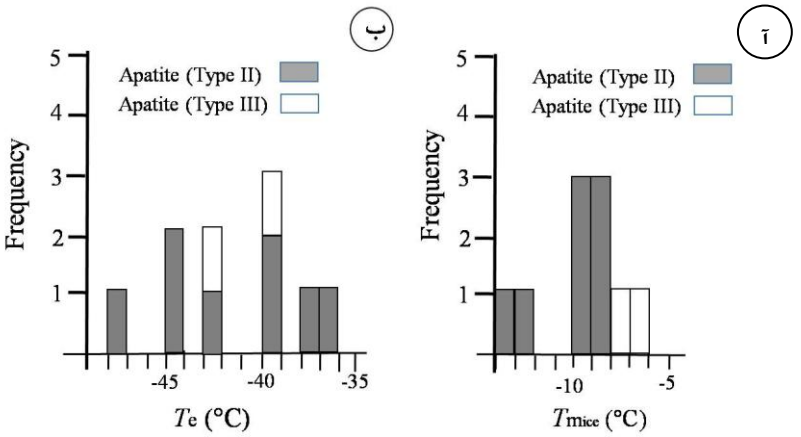
به‌منظور بررسی منشأ سیال گرمابی، نسبت ایزوتوپی اکسیژن بررسی شد. بدین منظور تعداد ۱۱ نمونه از کانی‌های کوارتز و مگنتیت برای تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن انتخاب شد. پس از خردایش، کانی‌ها در زیر میکروسکوپ بیناکولار مدل Motic، با خلوص بالای ۹۸ درصد جداسازی شد. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در آزمایشگاه ایزوتوپ پایدار Denver متعلق به گروه علوم‌زمین USGS، انجام شد. بدین‌منظور، برای استخراج اکسیژن از $BrF_5$ و روش کلیتون و مایدا (۱۹۹۱)، استفاده شد. ایزوتوپ‌های پایدار با استفاده از طیف‌سنج جرمی Finnigan MAT 252 اندازه‌گیری و نتایج به‌صورت دلتا درهزار (δ‰)، گزارش شد. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس وین (VSMOW) گزارش شده است. دقت تجزیه برای $\delta^{18}O$، برابر ۰/۲± درهزار است. هم‌چنین برای تبدیل مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در کانی ($\delta^{18}O_{mineral}$) به همان مقادیر در تعادل با سیال ($\delta^{18}O_{water}$) از آدرس اینترنتی http://www2.ggl.ulaval.ca، استفاده شد.




**شکل ۷. مقادیر دمای همگن‌شدن میانبارهای سیال میزبان کانی‌های کوارتز و آپاتیت کانسار لکه‌سیاه**




**شکل ۸. مقادیر شوری میانبارهای سیال میزبان کانی‌های کوارتز و آپاتیت کانسار لکه‌سیاه**




**شکل ۹. آ) نمودار دمای آخرین نقطه ذوب یخ (Tmice)، ب) دمای یوتکتیک (Te) برای میانبارهای سیال آپاتیت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن**

به‌دلیل تبادل ایزوتوپی اکسیژن بین سیال و کانی در هنگام تشکیل کانی‌ها، برای تعیین ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال کانه‌ساز، ابتدا دمای تشکیل کانی‌ها از طریق بررسی میانبارهای سیال محاسبه شد. میزان تبادل ایزوتوپی بین کانی و سیال به دما بستگی دارد. از طریق پارامتری به‌نام ضریب تفکیک ($\alpha$) می‌توان میزان تبادل ایزوتوپی در دماهای مختلف را محاسبه کرد. محدودهٔ دمایی که در آن تبادل ایزوتوپی انجام می‌شود، از طریق محاسبه دمای همگن‌شدن میانبارهای سیال نوع I در کوارتز (میانگین ۳۳۲ درجهٔ سانتی‌گراد) به‌دست آمد. به‌منظور محاسبه ضریب تفکیک بین کوارتز و سیال از معادلهٔ Zhang et al (1989) و ضریب تفکیک بین مگنتیت و سیال کانه‌ساز از معادلهٔ Zheng and Simon (1991) استفاده شد. چگونگی محاسبه ضریب تفکیک در ادامه اشاره شده است:

$$1000\ln\alpha_{Quartz-H2O} = D\times10^6/T^2 + E \times 10^3/T - F$$

$$D = 3.306,\ E= 0.00,\ F = -2.710$$

$$332\ ^\circ C \qquad T\ (^\circ K) = T\ (^\circ C) + 273$$

$T_h$: دمای همگن‌شدن میانبار سیال برحسب درجهٔ سانتی‌گراد ($^\circ$C)

T: دما بر حسب درجه کلوین ($^\circ$K)

D, E, F: ضرایب ثابت

$\alpha$: ضریب تفکیک ایزوتوپی

نتایج تجزیهٔ ایزوتوپ پایدار اکسیژن در جدول ۲ ارایه شده است. مقدار $\delta^{18}O_{SMOW}$ مگنتیت بین ۱/۷ تا ۳/۷ درهزار و در نمونه‌های کوارتز بین ۱۳/۸ تا ۱۷/۱ درهزار به‌دست آمد. هم‌چنین، میزان ایزوتوپ اکسیژن سیال در تعادل با کانی ($\delta^{18}O_{water}$)، به‌ترتیب در کانی‌های کوارتز و مگنتیت بین ۷/۵ تا ۱۱ درهزار و ۱۰ تا ۱۱/۴ درهزار به‌دست آمد.

**جدول ۲. نتایج ایزوتوپ‌های اکسیژن کانی‌های کوارتز و مگنتیت در کانسار لکه‌سیاه**

| Sample no. | Mineral | Mean $T_h$ (°C) | $\delta^{18}O_{mineral}$ (‰) | 1000lnα (Zhang et al. 1989) | 1000lnα (Zheng and Simon, 1991) | $\delta^{18}O_{water}$ (‰) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| LS-Qz01 | کوارتز | ۳۳۲ | ۱۷/۳ | ۶/۳ | --- | ۱۱/۰ |
| LS-Qz02 | کوارتز | ۳۳۲ | ۱۶/۶ | ۶/۳ | --- | ۱۰/۳ |
| LS-Qz06 | کوارتز | ۳۳۲ | ۱۵/۱ | ۶/۳ | --- | ۸/۸ |
| LS-Qz08 | کوارتز | ۳۳۲ | ۱۳/۸ | ۶/۳ | --- | ۷/۵ |
| LS-Qz09 | کوارتز | ۳۳۲ | ۱۴/۱ | ۶/۳ | --- | ۷/۸ |
| LS-Qz11 | کوارتز | ۳۳۲ | ۱۶/۱ | ۶/۳ | --- | ۹/۸ |
| LS-Mn01 | مگنتیت | ۳۳۲ | ۱/۷ | --- | -۸/۳ | ۱۰/۰ |
| LS-Mn02 | مگنتیت | ۳۳۲ | ۲/۳ | --- | -۸/۳ | ۱۰/۶ |
| LS-Mn03 | مگنتیت | ۳۳۲ | ۳/۱ | --- | -۸/۳ | ۱۱/۴ |
| LS-Mn09 | مگنتیت | ۳۳۲ | ۱/۷ | --- | -۸/۳ | ۱۰/۰ |

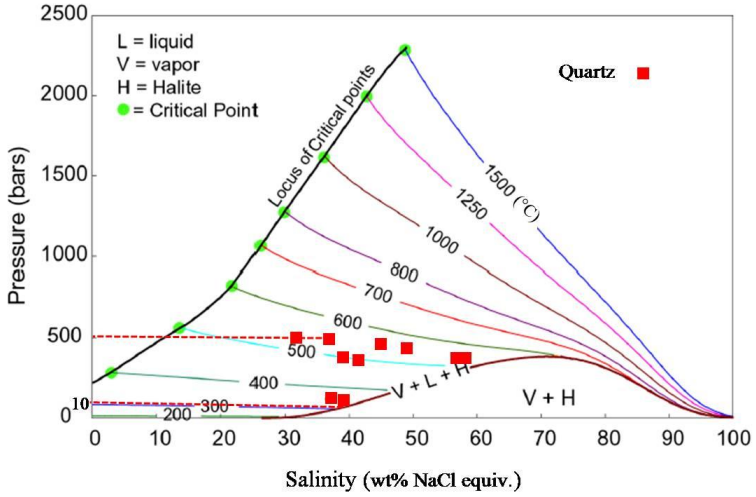
## بحث

### تخمین فشار و عمق به دام افتادن سیال

برخی از توده‌های آهن مگنتیتی یا هماتیتی نظیر ذخایر کایرونا، بافق و ال لاکو در مناطق نزدیک سطح یا در سطح کنونی گزارش شده‌اند [۲۹]، [۱۹]، [۲۲] و [۱۲]. در محیط‌های نیمه‌عمیق پوسته، شورابه و بخار از ماگمایی در حال تبلور در دماهای بالا و تحت فشار لیتواستاتیک خارج می‌شوند، در حالی‌که سیالات جوی در دماهای پایین و تحت فشار هیدرواستاتیک وارد سامانه در حال تبلور می‌شود [۱۰]. با توجه به بررسی میانبارهای سیال در نمونه‌های کوارتز و مقادیر

دمای همگن‌شدن و شوری به‌دست آمده، از شکل ۸ به‌منظور محاسبه فشار بدام افتادن میانبارهای سیال استفاده شد. از این شکل برای محاسبه فشار میانبارهایی که در سیستم $H_2O$-NaCl قرار دارند، استفاده می‌شود. محور افقی میزان شوری میانبار بر حسب درصد وزنی نمک طعام است. خطوط منحنی در شکل نشان‌دهندهٔ دمای همگن‌شدن میانبارهای سیال بر حسب درجهٔ سانتی‌گراد است. با رسم خطوط متقاطع شوری و دمای همگن‌شدن، مقدار فشار بر حسب بار (محور عمودی) به‌دست می‌آید. بدین‌ترتیب فشار محاسبه شده برای کانسار لکه‌سیاه بین ۱۰ تا ۵۰۰ بار به‌دست آمد. با توجه به این‌که به‌طور تقریبی به‌ازای هر ۳ کیلومتر افزایش عمق، معادل ۱ کیلوبار (kbar) بر میزان فشار افزوده می‌شود، عمق معادل ۰/۵ تا ۱/۵ کیلومتر برای تشکیل کانسار لکه‌سیاه به‌دست آمد.

با توجه به این، پیشنهاد می‌شود که سیال شوری و دما بالای تشکیل‌دهندهٔ ماده معدنی در کانسار لکه‌سیاه در یک سامانه لیتواستاتیک بسته، در عمق حدود ۱/۵ کیلومتری رخ‌داده است. با تکامل سیال کانه‌ساز و حرکت آن به‌سمت بالا، انتقال از شرایط سامانه بسته به باز همراه با تغییر شرایط از لیتواستاتیک به هیدوراستاتیک رخ داده و سیال تشکیل‌دهندهٔ ماده معدنی به یک سیال سرد و با شوری پایین تبدیل می‌شود. این وضعیت احتمالاً اختلاط با سیالات جوی را پیشنهاد می‌کند.

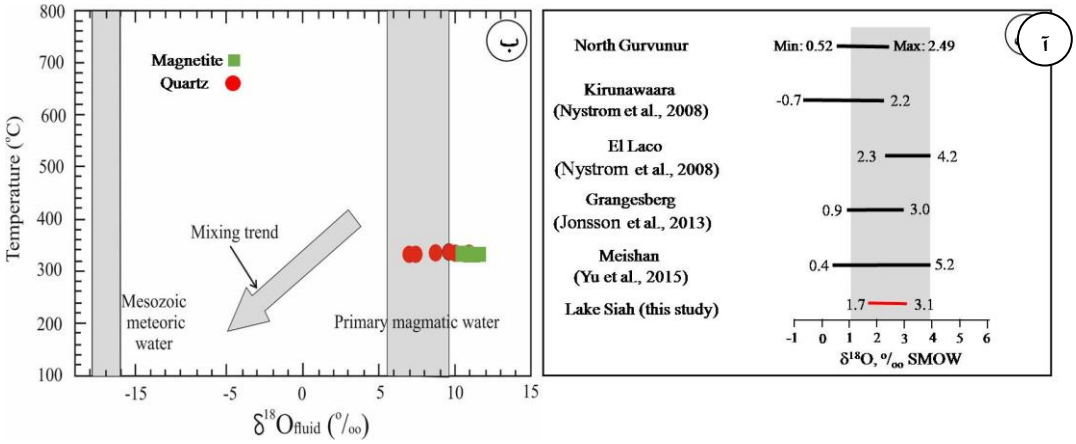



**شکل ۸. نمودار شوری- فشار برای تعیین عمق به‌دام افتادن سیال در سامانه $H_2O$-NaCl [۵]. چنان‌که مشاهده می‌شود فشار به‌دام افتادن میانبارهای کوارتز در کانسار لکه‌سیاه بین ۱۰ تا ۵۰۰ بار به‌دست آمد.**

## منشأ سیال کانه‌ساز

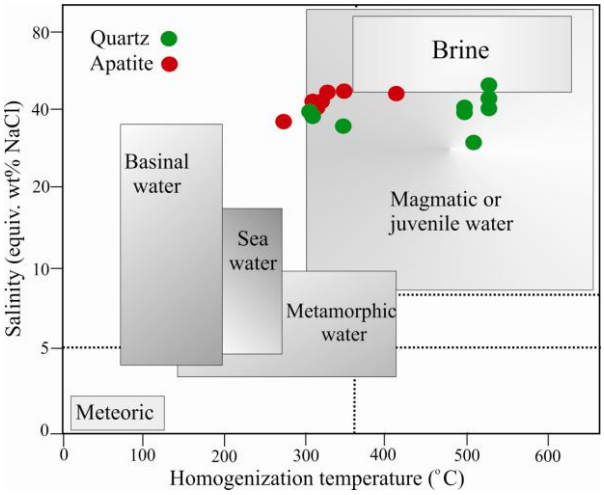
نتایج ایزوتوپ پایدار اکسیژن به‌طور گسترده برای ردیابی منشأ و تاریخ تکامل سیالات گرمابی با منشأ جوی، ماگمایی و دگرگونی و رسوبی استفاده شده است [۳۷]. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در کانسارهای ماگمایی بین ۶+ تا ۱۰+ درهزار در نوسان است [۳۲]. تفاوت در مقدار کانی مگنتیت و سیال یکی از نکات قابل توجه در مقدار ایزوتوپی کانسار لکه‌سیاه است که می‌توان آن را به‌وسیلهٔ فرآیند تفکیک ایزوتوپی توضیح داد. کانی مگنتیت در میان کانی‌های مختلف کم‌ترین تمایل را برای تمرکز $\delta^{18}O$ از خود نشان می‌دهد [۱۸] که سبب کاهش مقدار ایزوتوپ اکسیژن مگنتیت (۱/۷ تا ۳/۱ درهزار) نسبت به سیال (۱۰ تا ۱۱/۴درهزار) در تعادل با خود باشد. محدوده باریک $\delta^{18}O$ کوارتز (۷/۵ تا ۱۱درهزار) به‌وسیلهٔ کاهش دمای سیال و هم‌چنین کاهش مقادیر $\delta^{18}O_{water}$ تفسیر می‌شود. اختلاط سیال ماگمایی با یک سیال جوی دما

پایین سبب کاهش ایزوتوپ اکسیژن کوارتز و ایجاد محدوده باریک برای مقادیر $\delta^{18}O_{water}$ آن شده است. براساس نتایج به‌دست آمده از مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن کوارتز و مگنتیت و مقایسهٔ آن با سایر کانسارهای آهن نوع IOCG (نظیر ذخایر Kirunawaara، El Laco، Grangesberg و Meishan)، ترکیب سیال کانه‌ساز در محدودهٔ آب‌های ماگمایی قرار گرفتند (شکل ۹).




**شکل ۹. آ) مقایسه ترکیب ایزوتوپی اکسیژن مگنتیت در کانسار لکه‌سیاه با انواع کانسارهای آهن IOCG. محدوده خاکستری مگنتیت‌های ماگمایی است که براساس داده‌های [۱۱]،[۳۲] و [۳۳] رسم شده است، ب) ترکیب ایزوتوپی اکسیژن کوارتز و مگنتیت کانسار لکه‌سیاه که در محدودهٔ سیال ماگمایی قرار می‌گیرد. محدودهٔ سیال ماگمایی از تیلور [۳۱] و سیال جوی از ژائو و همکاران [۳۹] است.**

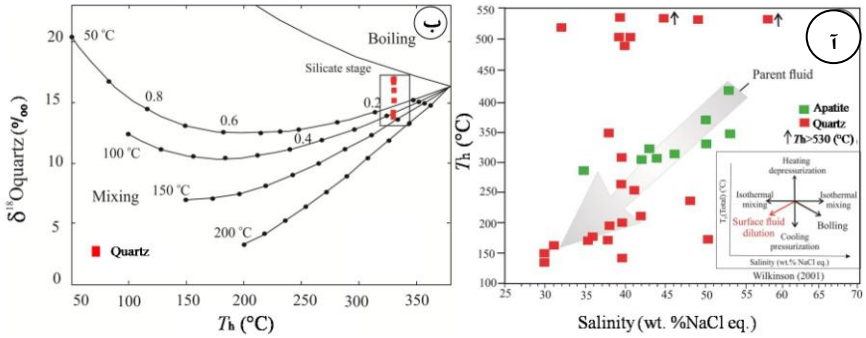
ساده‌ترین توضیح برای مقادیر $\delta^{18}O$ مشاهده شده در مگنتیت کانسار لکه‌سیاه، تبلور کامل مگنتیت از یک مذاب اکسید آهن را نشان می‌دهد. تفسیر دیگر برای منشأ ماگمایی این است که مگنتیت، از یک مذاب سیلیکاته متبلور شده و سپس به‌وسیلهٔ فرآیندهایی نظیر ته‌نشست بلوری (crystal settling) یا شناوری سوسپانسیون (suspension flotation) تمرکز یافته است [۱۵]. براساس جانسون و همکاران [۱۳] مقادیر $\delta^{18}O$ حدود ۴ در هزار، نشان‌دهندهٔ تعادل ایزوتوپی مگنتیت با مذاب سیلیکاته با مقادیر $\delta^{18}O_{melt}$ بین ۵/۵ تا ۱۱ در هزار است، در حالی‌که مقادیر $\delta^{18}O$ در حدود ۱/۹ در هزار نشان‌دهندهٔ تعادل ایزوتوپی با سیال آبگین با خاستگاه ماگمایی است. این تفسیر منشأ شورابه‌های ماگمایی، مشابه نتایج به‌دست آمده از پژوهش‌های اخیر در کانسارهای IOA است [۱۷]، [۲۱].




**شکل ۱۰. تعیین نوع سیال کانه‌ساز با استفاده از دمای همگن‌شدن در مقابل شوری میانبارهای سیال در کانی‌های کوارتز و آپاتیت (با تغییرات از کسلر [۱۴]).**

## ماهیت و تکامل سیال کانه‌ساز

بررسی انواع مختلف میانبارهای سیال، بینشی در مورد ماهیت و تکامل سامانه سیال کانسار آهن ± آپاتیت لکه‌سیاه فراهم می‌کند. در تشکیل کانسارهای مگنتیت ± آپاتیت، سیالات منشأ گرفته از محیط‌های رسوبی و در برخی موارد آمیختگی سیال‌های ماگمایی با سیال جوی، شناخته شده‌ترین سازو کارها هستند [۷]. بر پایهٔ پژوهش‌های ایزوتوپی و میانبارهای سیال در کانسار مگنتیت±آپاتیت اسفوردی، تشکیل این کانسار به‌وسیلهٔ سیال‌های گرمابی است که این سیال‌ها در ابتدا شوری و دمای زیاد دارند و با وارد شدن آب‌های جوی در طی کانه‌زایی، از شوری و دمای این سیال‌ها کاسته شده است [۱۲]. بررسی میانبارهای سیال در کوارتز نشان می‌دهد که در اغلب میانبارهای نوع I انحلال هالیت قبل از همگن‌شدن نهایی فاز بخار رخ داده است در حالی‌که در میانبارهای سیال آپاتیت، انحلال هالیت بعد از همگن شدن فاز بخار رخ داده است که نشان‌دهندهٔ فوق اشباع بودن سیستم $H_2O$-NaCl، است. حضور کانی‌های دختر هالیت در میانبارهای نوع I کوارتز پیشنهاد می‌کند که سیال کانه‌ساز از عناصر متالوژنیک غنی بوده است. زمانی‌که مگنتیت ته نشست می‌یابد، فسفر از سیال تشکیل‌دهندهٔ ماده معدنی خارج می‌شود. این استنباط با روابط پاراژنتیک بین مگنتیت و آپاتیت تأیید می‌شود (شکل ۴ آ). برخی از میانبارها حتی در دماهای زیادتر از ۵۳۰ درجهٔ سانتی‌گراد نیز همگن نمی‌شوند؛ به‌دلیل این‌که دمای همگن‌شدن کم‌ترین دمای به دام افتادن سیال است. در هنگامی که نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال کوارتز و آپاتیت همراه با هم ارزیابی می‌شوند، آن‌چه که مشاهده می‌شود، این است که مجموعه دماهای همگن‌شدن و شوری‌های میانبارهای سیال روند خطی داشته و با گذشت زمان کاهش می‌یابد. این روند نشان‌دهندهٔ اختلاط شورابه، داغ و فوق شور اولیه (احتمالاً ماگمایی) با سیالات جوی نسبتاً سرد و با شوری بسیار کم است (شکل ۱۱ آ). در نمودار ارائه شده به‌وسیلهٔ وگنر و همکاران [۳۳] مقادیر ایزوتوپ پایدار اکسیژن در کانی کوارتز در مقابل دمای همگن‌شدن میانبارهای سیال رسم شده است. در این شکل با استفاده از میانگین دمای همگن‌شدن (۳۳۲ درجهٔ سانتی‌گراد) و مقدار ایزوتوپ پایدار اکسیژن (۱۳/۸ تا ۱۷/۳ درهزار)، نقاطی به‌دست می‌آید که در محدودهٔ اختلاط[1] قرار می‌گیرند.



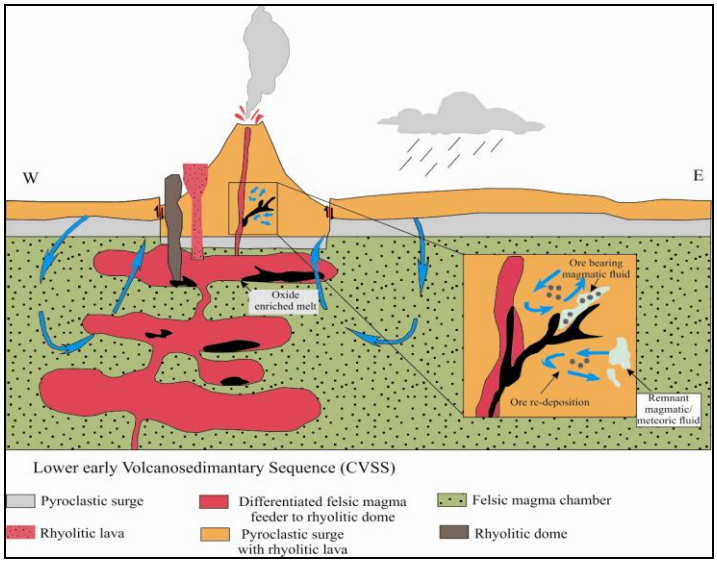

**شکل ۱۱.آ) دمای همگن‌شدن (درجهٔ سانتی‌گراد) در مقابل شوری (درصد وزنی معادل نمک طعام) برای میانبارهای سیال در میزبان کوارتز و آپاتیت، ب) توزیع دمای همگن‌شدن ($C°T_h$) میانبارهای سیال در مقابل ایزوتوپ اکسیژن کوارتز ($\delta^{18}O_{quartz}$) به‌وسیلهٔ وگنر و همکاران [۳۳] چنان‌که مشاهده می‌شود، نمونه‌های کوارتز در محدوده اختلاط قرار گرفته‌اند.**

## مدل پیشنهادی

مدل ژنتیکی کانسار لکه‌سیاه به‌طور شماتیک در شکل ۱۲ نشان داده شده است. در مرحلهٔ اول ماگمایی با ترکیب آندزیتی به‌سمت سطوح کم عمق پوسته حرکت کرده و درون اتاقک ماگمایی قرار می‌گیرد. این ماگما که به نوعی از دو ماگمای امتزاج ناپذیر تشکیل شده (غنی از سیلیس و دیگری غنی از آهن)، طی روند تکاملی به‌سمت تبلور ماگماهای ریولیتی و داسیتی پیش

1. Mixing

می‌رود. این تبلور با آزاد کردن عناصر فرار و آب باعث افزایش ویسکوزیته ماگمای باقی‌مانده می‌شود. محلول‌های ماگمایی (شوری و دمای زیاد و حالت احیایی) آزاد شده حاوی لیگاندهای کلریدی حامل آهن و فسفر به‌سمت بالا و مناطق کم فشار (سطح) حرکت می‌کند. بنابراین قابلیت انحلال آهن در محلول‌ها به‌میزان فعالیت NaCl بستگی دارد که با توجه به حضور هالیت در میانبارهای سیال و شوری زیاد آن‌ها، احتمال انتقال مقادیر چشم‌گیری از آهن به‌صورت کمپلکس کلریدی فراهم می‌شود. دگرسانی سدیک که با جانشینی پلاژیوکلاز به‌وسیلهٔ آلبیت مشخص می‌شود، سبب تولید یون کلسیم شده و در زمانی‌که محلول گرمابی-ماگمایی حاوی NaCl در شرایط دما و فشار بالا با سنگ میزبان آندزیتی واکنش می‌دهد، سدیم وارد فاز جامد آلیبت شده و باعث ناپایداری کمپلکس کلریدی می‌شود. با ناپایداری کمپلکس، آهن به‌صورت مگنتیت ته‌نشین می‌شود. فوران‌های انفجاری تشکیل‌دهندهٔ کالدرا سبب ایجاد شکستگی شده و سامانه گسلی مناسبی را برای رخداد کانه‌زایی فراهم می‌کند. ماگمای ریولیتی با ویسکوزیته بالا که در اعماق کم پوسته جای گرفته، با غلبه بر فشار لیتواستاتیک، با فعالیت انفجاری، اتاقک ماگمایی را ترک کرده و سبب فروپاشی لایه‌های فوقانی و جانبی اتاقک شده و با ایجاد کالدرا به فعالیت خود پایان می‌دهد. تجمع حجم زیادی از آب‌های جوی در اطراف مواد خروجی و در طول حاشیهٔ کالدرا و اختلاط با سیالات ماگمایی سبب کانه‌زایی و دگرسانی همراه آن در طول گسل‌های کششی و گنبدها می‌شود. حاصل این انفجار تشکیل توف و نهشته‌های آذرآواری است که همراه آن‌ها قطعات مگنتیت نیز مشاهده می‌شود. محلول‌های گرمابی حاوی فلزات نیز که هم‌زمان با ماگما به سطوح کم عمق رسیده‌اند، در طی اختلاط با آب‌های سطحی (شوری و دمای پایین و اکسیدی) دچار تغییر و ناپایداری لیگاندها می‌شود. پس از انفجار اولیه و تخلیه حجم زیادی از ماگما سقف ماگما به درون مخزن ماگمایی فرونشست کرده و ماگمای مخزن از طریق شکستگی‌ها به‌صورت یک سیال با ویسکوزیته بالا به‌سمت سطح صعود کرده و گنبدهای ریولیتی را به‌وجود می‌آورد. حضور حجم زیادی از مواد فرار سبب انفجار اتاقک ماگمایی و تشکیل توف و قطعات آذر آواری می‌شود. ماگمایی باقی‌مانده از طریق شکستگی‌ها به‌صورت گنبدهای ریولیتی خارج می‌شود.




**شکل ۱۲. مدل پیشنهادی برای تشکیل کانسار مگنتیت±آپاتیت لکه‌سیاه (با تغییر از ویز [۳۴]). سامانه آتشفشانی نوع کالدرا توسط عدم امتزاج مایع در عمق، مذاب غنی از اکسید تولید کرده است. این ماگمای غنی از اکسید به سمت بالا صعود کرده و به درون سنگ‌های فوران یافته نفوذ می‌کند. تبلور ماگما و ته نشست سیال ماگمایی منجر به شکل‌گیری کانسنگ توده‌ای مگنتیت می‌شود. گرمای آزاد شده توسط صعود و نفوذ ماگما آغازگر چرخش گرمابی است که سبب ته نشینی مجدد مگنتیت به‌صورت فرعی و به شکل رگه‌ای و انتشاری شده است. سیالات گرمابی ممکن است در نتیجه اختلاط سیال ماگمایی باقی مانده با سیال جوی تشکیل شوند.**

## نتیجه‌گیری

کانسار اکسید آهن- آپاتیت لکه سیاه در توالی آتشفشانی- رسوبی کامبرین زیرین در سنگ میزبان ریولیتی تشکیل شده است. توده‌های مگنتیت و هماتیت به‌همراه کانی‌های باطله آپاتیت و کوارتز در مرحلهٔ کانه‌زایی اصلی تشکیل شده‌اند. محدودهٔ شوری و دمای همگن شدگی میانبارهای سیال نشان‌دهندهٔ این است که کانه‌زایی در کانسار لکه سیاه در ارتباط با سیالاتی با منشأ ماگمایی- جوی است و فرآیندهای سرد شدن و اختلاط آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی باعث کاهش دما و شوری شده و شرایط را برای ته نشست آهن فراهم کرده است، به‌عبارتی وجود دو نوع سیال در منطقه را نشان می‌دهد. اختلاط سیال ماگمایی و جوی عامل اصلی ته نشست ماده معدنی است.

## قدردانی

تجزیه‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی این پژوهش به‌وسیلهٔ سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) مورد حمایت مالی قرار گرفته است. بدین‌وسیله از همکاری‌های انجام گرفته صمیمانه قدردانی می‌شود. هم‌چنین نگارندگان از داوران محترم نشریهٔ علوم زمین دانشگاه خوارزمی نیز کمال تشکر و سپاسگزاری را دارند.

## منابع

۱. رستمی م.، طالع فاضل، ا.، "ژئوشیمی، کانه‌زایی و دگرسانی قلیایی-اکسید آهن در کانسار آهن± آپاتیت لکه‌سیاه (شمال شرق بافق)، ایالت فلززایی بافق- ساغند"، مجلهٔ زمین‌شناسی اقتصادی، شمارهٔ ۲ (۱۳۹۷) ۶۱۶- ۵۸۷.

۲. رستمی م.، "منشأ و توزیع عناصر نادر خاکی در آپاتیت کانسار آهن لکه سیاه، منطقه فلززایی بافق، ایران مرکزی"، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۹۵).

۳. سبزه‌ای م.، حمدی ب.، عامری ح.، "نقشهٔ و گزارش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی آباد"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۴).

1. Atkinson A. B., "A Model for the PTX Properties of $H_2O$-NaCl", Thesis Master of Science, Faculty of Virginia Polytechnic Institute and State University, (2002) 133.
2. Bakker R. J., "Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties", Chemical Geology, 194 (2003) 3-23.
3. Barton M. D., Johnson D. A., "Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization," Geology, 24 (1996) 259-262.
4. Bodnar R. J., "Synthetic fluid inclusions: XII: the system $H_2O$–NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt. % NaCl solution", Geochemical et Cosmochimica Acta, 58 (1994) 1053-1063.
5. Brown P., "Flincor: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data", American Mineralogist, 74 (1989) 1390-1393.
6. Fournier R. O., "Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment", Economic Geology, 94 (1999) 1193-1211.

7. Heimann A., Beard B. L., Johson C. M.,"The role of volatile exsolution and sub solidus fluid/rock interactions in producing high 56Fe/54Fo ratios in siliceous igneous rocks", Geochim Cosmochim Acta, 72 (2008) 4379-4396
8. Jami M., Dunlop A. C., Chehen D. R., "Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite–magnetite deposits, central Iran," Economic Geology, 102 (2007) 1111-1128.
9. Johnson C. A., Day W. C., Rye R. O., Oxygen, Hydrogen, Sulfur, and Carbon Isotopes in the Pea Ridge Magnetite-Apatite Deposit, Southeast Missouri, and Sulfur Isotope Comparisons to Other Iron Deposits in the Region, Economic Geology, 111 (2016) 2017-2032
10. Johnson D. A., "Comparative studies of iron-oxide mineralization: Great Basin": Unpub. Ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson, Arizona), (2000) 451.
11. Kesler S. E., "Ore-forming fluids", Elements, 1 (2005) 13-18.
12. Knipping J. L., Bilenker L. D., Simon A. C., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Lundstrom C., Bindeman I. and Munizaga R.," A. Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions", Geology, 43 (2015) 591-594.
13. Knipping J. L., Bilenker L. D., Simon A. C., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Wälle M., Heinrich C. A., Holtz F., Munizaga, R., "Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes", Geochimica et Cosmochimica Acta, 171 (2015) 15-38.
14. Kohn M. J., Valley J. W., "Oxygen isotope geochemistry of amphiboles: isotope effects of cationsubstitutions in minerals", Geochimica et Cosmochimica Acta, 62 (1998) 1947-1958.
15. Naslund H. R., Henriquez E., Nystrom J. O., Vivallo, Wand Dobbs F. M., "Magmatic iron ores and associated mineralization: Examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera. In: Porter TM (ed.) Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective", Adelaide: PGC Publishing 2 (2002) 207-226.
16. NISCO (National Iranian Steel Corporation), Report on results of search and evaluation works at Magnetic anomalies of the Bafq iron ore region during 1976–1979, (1980) Unpublished Internal Report.
17. Nyström J. O., Billström K., Henríquez F., Fallick A. E., Naslund H. R., "Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden", GFF 130 (2008) 177-188.
18. Parak T., "Kiruna iron ores are not ‘intrusive magmatic ores of the Kiruna type", Economic Geology, 70 (1975) 1242-1258.
19. Pollard P. J., "Sodic-(calcic) alteration in Fe-Oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic $H_2O$-$CO_2$-NaCl-$CaCl_2$-KCl fluids", Mineralium Deposita, 36 (2001) 93-100.
20. Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", Science, 303 (2003) 622-665.

21. Reed M. H., "Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Barnes, H.L. Ed., and Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits", 3rd edn. Wiley, New York, NY (1997) 303-365.
22. Roedder E.,"Fluid inclusions. Mineralogical Society of America", Reviews in Mineralogy, 12 (1984) 644.
23. Shepherd T. J., Rankin A.H., and Alderton D.H.M., "A practical guide to fluid inclusion studies", New York, Blackie and Sons, (1985) 239.
24. Sillitoe R. H., Burrows D. R., "New field evidence bearing on the origin of the EI Laco magnetite deposit, northern Chile", Economic Geology, 97 (2002) 1101-1109.
25. Soheili M., Mahdavi M. A., "Esfordi geological map". Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran, (1991).
26. Taylor Jr. H. P., "The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition", Economic Geology, 69 (1974) 843-883.
27. Taylor H. P., "Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, in: Barnes, H. L. (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 3rd edition, John Wiley and Sons, New York", (1997) 229-302.
28. Wagner T, Mlynarczyk M. S. J, Williams-Jones A.E, Boyce A.J,"Stable isotope constraints on ore formation at the San Rafael tin copper deposit, Southeast Peru", Economic Geology, 104 (2009) 223-248.
29. Weis F., "Oxygen and Iron Isotope Systematic of the Yragesberg Mining District (GMD), central Sweden", M.Sc. Thesis, Uppsala: Sweden, Uppsala University (2013).
30. Whitney D. L., Evans D. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, 95 (2010) 185-187.
31. Wilkinson J. Y., "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits", Lithos, 55 (2001) 229-272.
32. Yan Y., Zhang N., Li S., Li Y., "Mineral chemistry and isotope geochemistry of pyrite from the Heilangou gold deposit, Jiaodong Peninsula, Eastern China", Geoscience Frontiers 5 (2014) 205-213.
33. Zhang L. G., Liu J. X., Zhou H. B., Chen Z. S., "Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system", Economic Geology 89 (1989) 1643-1650.
34. Zhao Y. M., Wang D. W., Zhang D. Q., "Ore Controlling Factors and Ore-Prospecting Models for Copper Polymetallic Deposits in Southeast Inner Mongolia, Seismological Press" (1994).
35. Zheng Y. F. and Simon K., "Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron-formation", European Journal of Mineralogy 3 (1991) 877-886.