

## زمین‌شناسی کانسنگ و مطالعه میان‌بارهای سیال در کانسار باریت - فلوتوئیت جرین، جنوب خاور زنجان

حسین کوهستانی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

میرعلی اصغر مختاری

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۷/۲۴ تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۲/۴

kouhestani@znu.ac.ir

### چکیده

کانسار باریت - فلوتوئیت جرین در پهنه ساختاری البرز و در فاصله ۱۴۰ کیلومتری جنوب‌خاور زنجان قرار دارد. کانی‌سازی به‌صورت رگه‌های گرمابی دیرزاد درون آهک‌های دولومیتی‌شده کرتاسه (واحد  $K^1$ ) رخ داده و دارای کنترل ساختاری و سنگ‌شناسی است. باریت و فلوتوئیت، کانی‌های اصلی کانسنگ هستند که با اندکی کوارتز، کلسیت، دولومیت، گالن و پیریت همراهی می‌شوند. پنج مرحله کانه‌زایی در کانسار جرین قابل تفکیک است (به‌ترتیب از ابتدا به آخر): رگه‌های فلوتوئیت، باریت‌های ریزبلور رگه‌ای و سیمان‌پرش‌ها، رگه‌های باریتی درشت‌بلور، رگه‌های کوارتز - گالن - پیریت و کلسیت‌های رگه‌ای و پُرکننده فضاهای خالی. شواهد به‌دست آمده از مطالعات ریز دماسنجی نشان می‌دهد رگه‌های باریت‌فلوتوئیت در کانسار جرین در نتیجه اختلاط شورابه‌های درون‌سازندی و آب‌های جوی تشکیل شده‌اند. ویژگی‌های کانسار جرین با کانسارهای تیپ MVT قابل مقایسه است. بررسی پهنه‌های گسلی موجود در سنگ‌های کربناته واحد  $K^1$  به‌ویژه در مناطقی که با دگرسانی دولومیتی همراهی می‌شود، کاربرد فراوانی در اکتشاف کانسارهای تیپ MVT در پهنه البرز دارد.

**کلمات کلیدی:** باریت، فلوتوئیت، میان‌بارهای سیال، تیپ MVT، جرین

### مقدمه

در مطالعات یادشده، به نوع کانه‌زایی و ساز و کار تشکیل کانسنگ توجه چندانی نشده است. در پژوهش حاضر، ضمن بیان ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، کانی‌شناسی و ساخت و یافت کانسنگ در کانسار باریت - فلوتوئیت جرین، با استفاده از مطالعات سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال، ویژگی‌های سیال گرمابی و ساز و کارهای نهشت کانسنگ در این کانسار بررسی شده است. همچنین با استفاده از این شواهد، تیپ کانه‌زایی تعیین و نحوه رخداد و مراحل شکل‌گیری این کانسار مورد بحث قرار گرفته‌است. مطالعه دقیق این نوع کانه‌زایی‌ها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زایی‌های مشابه در این بخش از پهنه البرز را معرفی کرده و به عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

### روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل شناسایی رگه‌های کانی‌سازی و چگونگی ارتباط آنها با سنگ‌های میزبان و نمونه‌گیری از آنها برای مطالعات آزمایشگاهی می‌باشد. در این راستا، بیش از ۴۰ نمونه از واحدهای سنگی میزبان و رخنمون‌های کانی‌سازی برداشت گردید. از این بین، تعداد ۱۰ مقطع نازک - صیقلی برای مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و یافت تهیه و با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان دو منظوره مدل GX در دانشگاه زنجان مطالعه گردید.

کانسار باریت - فلوتوئیت جرین در فاصله ۵۵ کیلومتری جنوب‌خاور قیدار و ۱۴۰ کیلومتری جنوب‌خاور زنجان در محدوده‌ای با مختصات  $48^{\circ}47'$  تا  $48^{\circ}55'$  طول خاوری و  $35^{\circ}55'$  تا  $36^{\circ}00'$  عرض شمالی واقع شده است. بر اساس تقسیمات محیط‌های تکتونیکی - رسوبی ایران (Stöcklin, 1968)، این کانسار بخشی از پهنه البرز را در مرز پهنه‌های ساختاری البرز و ایران مرکزی تشکیل می‌دهد. کانسارها و رخدادهای معدنی زیادی در این بخش از پهنه البرز و ایران مرکزی وجود دارد که از مهم‌ترین آنها می‌توان به سلسیتین ماد آباد (شرکت پارس جم ستون، ۱۳۹۲)، سرب ماد آباد (شهیدی و بهار فیروزی، ۱۳۸۰)، روی - سرب (نقره) گمیش‌تپه (صالحی، ۱۳۸۷؛ صالحی و همکاران، ۱۳۸۹، ۱۳۹۴)، سرب (نقره) گویچه‌بیلان (مهدیخانی، ۱۳۹۵)، آهن مسگر (شهیدی، ۱۳۹۱؛ ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۴؛ Shahidi et al., 2015) و مس‌های رسوبی زاغولو و حسام آباد (مختاری، ۱۳۹۴) اشاره کرد. در سال‌های اخیر برخی از این کانسارها و رخدادهای معدنی مطالعه شده و اطلاعات ارزشمندی در رابطه با زمین‌شناسی و کانی‌سازی آنها موجود می‌باشد. با وجود این، مطالعه علمی دقیقی بر روی کانسار جرین انجام نشده است. بررسی‌های قبلی انجام شده در منطقه جرین شامل تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودر آهنگ (بلورچی و حاجیان، ۱۳۵۸) و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ مرزبان (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵) و همچنین فعالیت‌های اکتشافی موضوعی در رابطه با اکتشاف باریت بوده است.

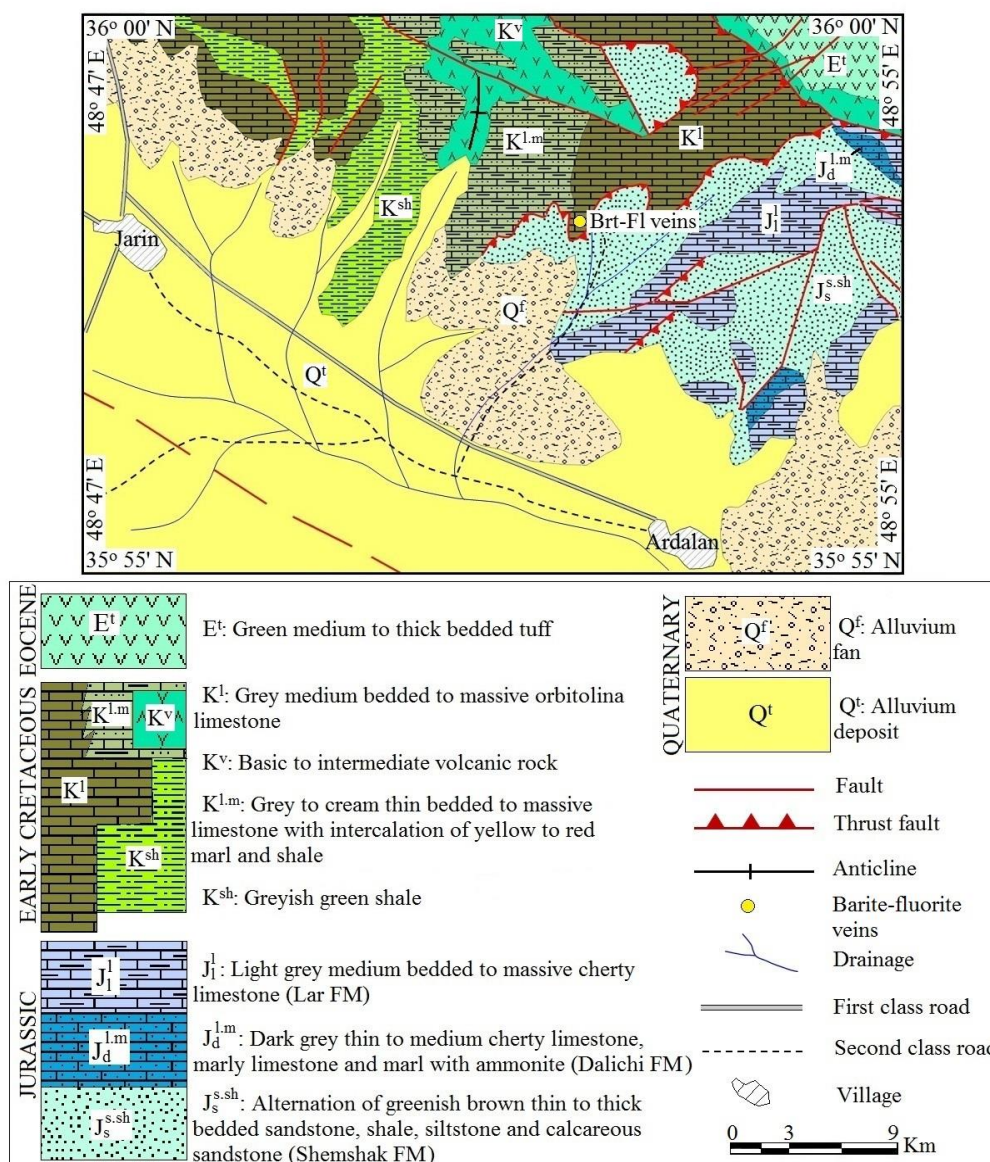
مطالعات میان‌بارهای سیال بر روی ۲ نمونه فلوتوریت مربوط به رگچه‌های فلوتوریت مرحله اول کانه‌زایی انجام شده‌است. به دلیل اندازه بسیار کوچک میان‌بارهای سیال موجود در کانی‌های باریت و کوارتز، هیچ مطالعه‌ای بر روی این میان‌بارهای سیال انجام نشده‌است. اندازه‌گیری‌های ریز دماسنجی با استفاده از دستگاه Linkam THMSG600 متصل به میکروسکوپ ZEISS و مجهز به کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شده‌است. دامنه حرارتی دستگاه، ۱۹۶ - تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. کالیبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت  $\pm 0.6$  درجه است که با نیترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت  $\pm 0.2$  درجه سانتی‌گراد و با ماده استاندارد ان هگزان (n - Hexane) با نقطه ذوب ۹۴/۳ - درجه سانتی‌گراد انجام شد. میزان شوری به صورت معادل درصد وزنی نمک طعام (wt. % NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ ( $T_m - ice$ ) با استفاده از فرمول ارائه شده توسط (Hall

۱۹۸۸) و مقایسه با روش (Sterner et al., 1988) محاسبه شده است. در میان‌بارهای سیال فاز نیمه‌پایدار هیدروهلالت، میزان شوری با استفاده از دمای انحلال هیدروهلالت ( $T_m - h_h$ ) و استفاده از نرم‌افزار Calcic Brine (Naden, 1996) محاسبه گردید.

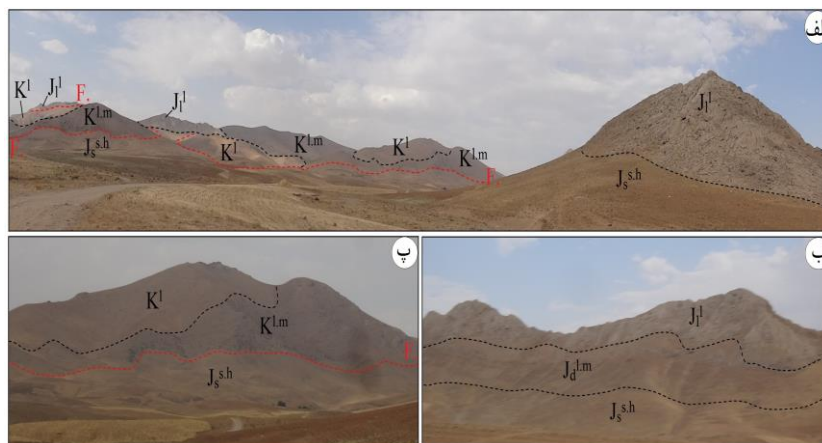
### زمین‌شناسی منطقه جَرین

با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ مرزبان (مجیدی‌فرد و شافعی، ۱۳۸۵) و بر اساس مطالعات صحرایی انجام‌شده، واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده کانسار جرین شامل سنگ‌های رسوبی ژوراسیک و کرتاسه آغازین و به مقدار کم سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه و ائوسن است (شکل‌های ۱ و ۲).

زمین‌شناسی این واحدها از قدیم به جدید به شرح زیر می‌باشد:



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای ساده شده منطقه جرین (با تغییرات از مجیدی‌فرد و شافعی، ۱۳۸۵)



شکل ۲. الف - دورنمایی از واحدهای  $J_s^{sh}$ ،  $J^l$ ،  $K^l$  و  $K^{lm}$  در کانسار جرین (دید به سوی شمال‌باختر). ب - نمایی از واحدهای سنگی ژوراسیک در منطقه جرین که به صورت پیوسته و هم‌شیب بر روی هم قرار گرفته‌اند (دید به سوی خاور). پ - نمایی از واحدهای  $K^l$  و  $K^{lm}$  که با ارتباطی گسله بر روی واحد  $J_s^{sh}$  قرار گرفته‌اند (دید به سوی شمال-باختر). مرز دو واحد  $K^l$  و  $K^{lm}$  به صورت تدریجی است.

می‌باشد. بخش زیرین این واحد توسط واحدهای جوان‌تر پوشیده شده است اما هم‌بری بالایی آن به صورت پیوسته و هم‌شیب در ارتباط با واحدهای  $K^l$  و  $K^{lm}$  است.

**واحد  $K^{lm}$ :** این واحد دربرگیرنده آهک‌های نازک تا توده‌ای به رنگ‌های خاکستری تا نخودی و کرم رنگ با میان‌لایه‌هایی از مارن و شیل به رنگ‌های زرد و قرمز است. هم‌بری زیرین این واحد به صورت پیوسته و هم‌شیب با واحد  $K^{sh}$  می‌باشد و هم‌بری بالایی آن به صورت بریده است. این واحد به‌طور جانبی به واحد  $K^l$  تبدیل می‌شود (شکل ۲ - الف و ج).

**واحد  $K^v$ :** این واحد شامل ردیفی از گدازه‌های حد واسط تا بازیک است که درون آهک‌ها و مارن‌های واحد  $K^{lm}$  جای گرفته‌اند. این گدازه‌ها در سطوح هوازده به رنگ‌های قرمز ارغوانی تا متمایل به سیاه دیده می‌شوند. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که این گدازه‌ها بافت گرانولار متشکل از بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز (احتمالاً آندزین تا لابرادوریت)، کلینوپیروکسن‌های نیمه‌شکل‌دار به همراه سودومورف‌های کلریتی، اکسید آهنی و اپیدوتی‌شده اولیوین در یک زمینه ریزبلور از میکروولیت‌های فلدسپات، کلریت و کربنات دارند. کانی‌های فیلسیلیکاته و اپیدوت از کانی‌های ثانویه و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی موجود در این گدازه‌ها هستند.

**واحد  $K^l$ :** این واحد شامل آهک‌های خاکستری با یومیکرایتی تا اسپرایتی متوسط تا توده‌ای چرت‌دار است که به‌طور جانبی به واحد  $K^{lm}$  تبدیل می‌شود (شکل ۲ - الف و ج). ستبرای این واحد حدود ۴۰۰ متر است. این واحد به صورت هم‌شیب بر روی واحد  $K^{sh}$  قرار گرفته است و خود به صورت هم‌شیب توسط واحدهای جوان‌تر پوشیده می‌شود. بررسی‌های میکروپالئونتولوژی سن این واحد را آپسین تعیین کرده است (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵). واحد  $K^l$  میزبان رگه‌های باریت - فلوریت منطقه بوده و در بخش‌های کانه‌دار به شدت دولومیتی شده است. **واحد  $E^l$ :** این واحد از توف‌های سبز رنگ متوسط تا ضخیم لایه با ستبرای ۶۰۰ تا ۸۰۰ متر تشکیل شده است. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که این توف‌ها از قطعات شیشه و شیشه‌های متبلور شده یا تجزیه شده در زمینه‌ای شیشه-ای (هیالوکلاستیک) تشکیل شده‌اند. قطعاتی از بلورهای کوارتز و فلدسپات

**واحد  $J_s^{sh}$ :** این واحد سنگی شامل تناوب ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای مایل به سبز نازک تا ضخیم لایه، شیل‌های سبز تیره، سیلت سنگ و ماسه سنگ‌های آهکی خاکستری رنگ متوسط تا ضخیم لایه است.

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای این واحد از دانه‌های نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده با ابعاد متغیر (چند دهم تا چند صدم میلی‌متر) و با فشردگی و جورشدگی ضعیف تشکیل شده است. کوارتز و به‌ندرت فلدسپات (پلاژیوکلاز) کانی اصلی موجود در این سنگ‌ها هستند که توسط سیمانی کربناته دربر گرفته شده‌اند. هم‌بری پایینی این واحد مشخص نیست درحالی‌که هم‌بری بالایی آن با سازند دلپچای مشخص است (شکل ۲ - ب). این واحد با سازند شمشک در البرز مرکزی قابل مقایسه است (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵).

**واحد  $J_d^{lm}$ :** این واحد شامل آهک نازک تا متوسط لایه، آهک مارنی و مارن با ستبرای ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر بوده و حاوی سنگواره‌های اسفنج، مرجان، براکیوپود، آمونیت و اثر سیل زئوفیکوس می‌باشد. با توجه به آمونیت‌های موجود، سن این واحد با ژوسین - باتونین تعیین شده است (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵). این واحد به صورت هم‌ساز بر روی شیل‌های خاکستری مایل به سبز سازند شمشک قرار گرفته و خود توسط آهک‌های چرت‌دار متوسط تا توده‌ای سازند لار به صورت تدریجی پوشیده می‌شود (شکل ۲ - ب). این واحد از گسترش زیادی در منطقه جرین برخوردار نبوده و با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی، سن و موقعیت چینه‌ای، می‌توان آن را معادل سازند دلپچای در البرز مرکزی در نظر گرفت (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵).

**واحد  $J^l$ :** این واحد متشکل از آهک‌های چرت‌دار متوسط لایه تا توده-ای می‌باشد. هم‌بری زیرین این واحد با سازند دلپچای تدریجی است ولی هم‌بری بالایی آن مشخص نیست (شکل ۲ - الف و ب). بررسی‌های میکروپالئونتولوژی سن این واحد را ژوراسیک بالایی تعیین کرده است (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵). این واحد با سازند لار در البرز مرکزی قابل مقایسه است (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵).

**واحد  $K^{sh}$ :** این واحد که با ستبرای ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر در شمال‌خاور روستای جرین رخمون دارد شامل شیل‌های سبز مایل به خاکستری

دارند. رگه‌های بخش شمالی، درازای بیشینه ۳۰۰ و ۲۰۰ متر و ستبرای بین ۵/۰ تا ۱/۵ متر (متوسط ۱ متر) دارند. امتداد کلی این رگه‌ها، شمالی - جنوبی و شیب آنها ۳۰ تا ۶۰ درجه به سمت باختر است. رگه‌های بخش جنوبی، حدود ۱۵۰ و ۱۰۰ متر درازا و ۱/۵ و ۱ متر ستبرای داشته و به‌طور عمده دارای امتداد شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و شیب ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت جنوب‌باختری هستند. علاوه بر رگه‌های یادشده، چندین رگه باریک (ستبرای بیشینه ۰/۵ متر) با طول رخنمون کوتاه (۱۰ تا ۱۵ متر) نیز در این منطقه وجود دارد (شکل ۳ - پ).

این رگه‌ها دارای امتداد کلی شمال‌خاوری - جنوب‌باختر و شیب نزدیک به قائم به سمت شمال‌باختر می‌باشند. آثار و شواهد حفرات انحلالی پُر شده توسط باریت‌های توده‌ای نیز در بخش‌های کانه‌دار عمومیت دارند (شکل ۳ - ت و ج).

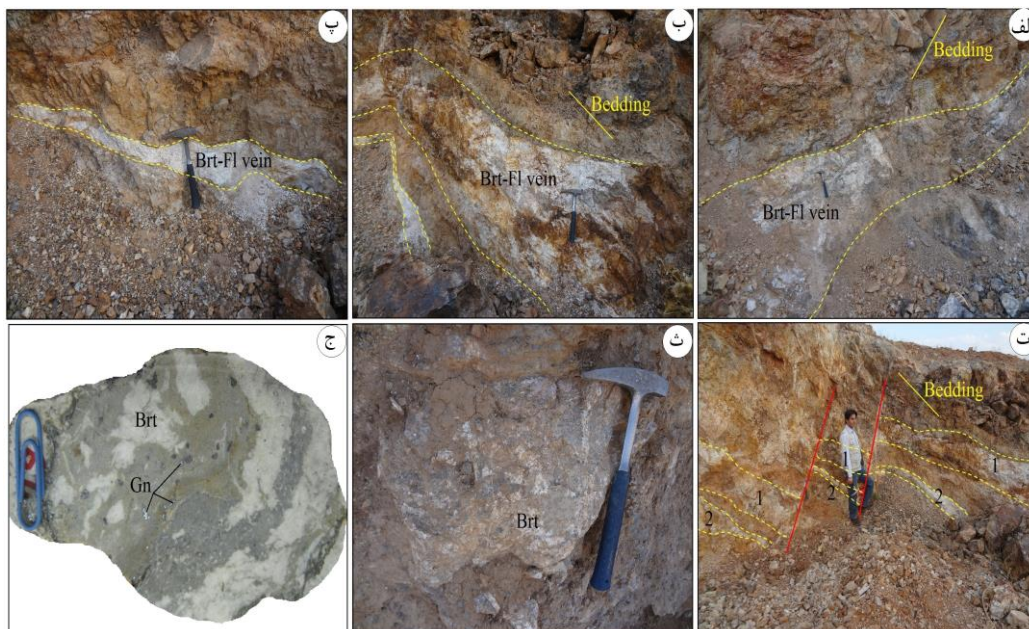
باریت و فلونوریت با فراوانی به ترتیب ۷۰ و ۲۰ درصد حجمی، کانی‌های اصلی رگه‌های کانه‌دار در کانسار جریان هستند که با اندکی گالن، اسفالریت، کوارتز، کلسیت و دولومیت همراهی می‌شوند. بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده نشان می‌دهد که دگرسانی‌های دولومیتی، سیلیسی و آرژیلیک، مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده در بخش‌های کانه‌دار هستند. دگرسانی دولومیتی بیشتر در بخش‌های کانه‌دار و در حاشیه رگه‌ها و شکستگی‌ها رخ داده و در خارج از این بخش‌ها از شدت این دگرسانی کاسته می‌شود. دگرسانی سیلیسی به‌صورت رگه - رگچه‌ها و نودول‌های کوارتزی قابل مشاهده است. در برخی بخش‌ها، دسته رگچه‌های نیمه‌موازی تا متقاطع کوارتزی نیز دیده می‌شود. دگرسانی آرژیلیک بیشتر از شکستگی‌ها تبعیت کرده و محصول فرآیندهای برون‌زاد است.

(در ابعاد چند صد میلی‌متر) نیز به‌طور پراکنده در این سنگ‌ها دیده می‌شود. این واحد توسط واحدهای گدازه‌ای جوان‌تر ائوسن پوشیده شده است اما هم‌بری زیرین آن مشخص نیست.

**واحدهای کوانرنزی:** این واحدها شامل نهشته‌های آبرفتی ( $Q^1$ ) و مخروط‌افکنه‌ای ( $Q^f$ ) هستند که از خاک رس، سیلت و کنگلومرای سخت شده تشکیل شده‌اند. کنگلومراها داری جورشدگی ضعیف و گردشدگی متوسط بوده و قلوه‌سنگ‌های آنها از سنگ‌های قدیمی‌تر تشکیل شده است. دو مجموعه گسل و شکستگی با روندهای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری و شمال‌باختری - جنوب‌خاوری در منطقه جریان قابل تشخیص است که در این بین، گسل‌های نوع اول غالب هستند (شکل ۱). از دیگر ویژگی‌های ساختاری موجود در منطقه جریان وجود گسل‌های تراستی فراوان می‌باشد که سبب راندگی واحدهای قدیمی‌تر بر روی واحدهای جوان‌تر شده است. کانه‌زایی به‌طور عمده در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها رخ داده و دارای کنترل ساختاری است.

### دگرسانی و کانه‌زایی

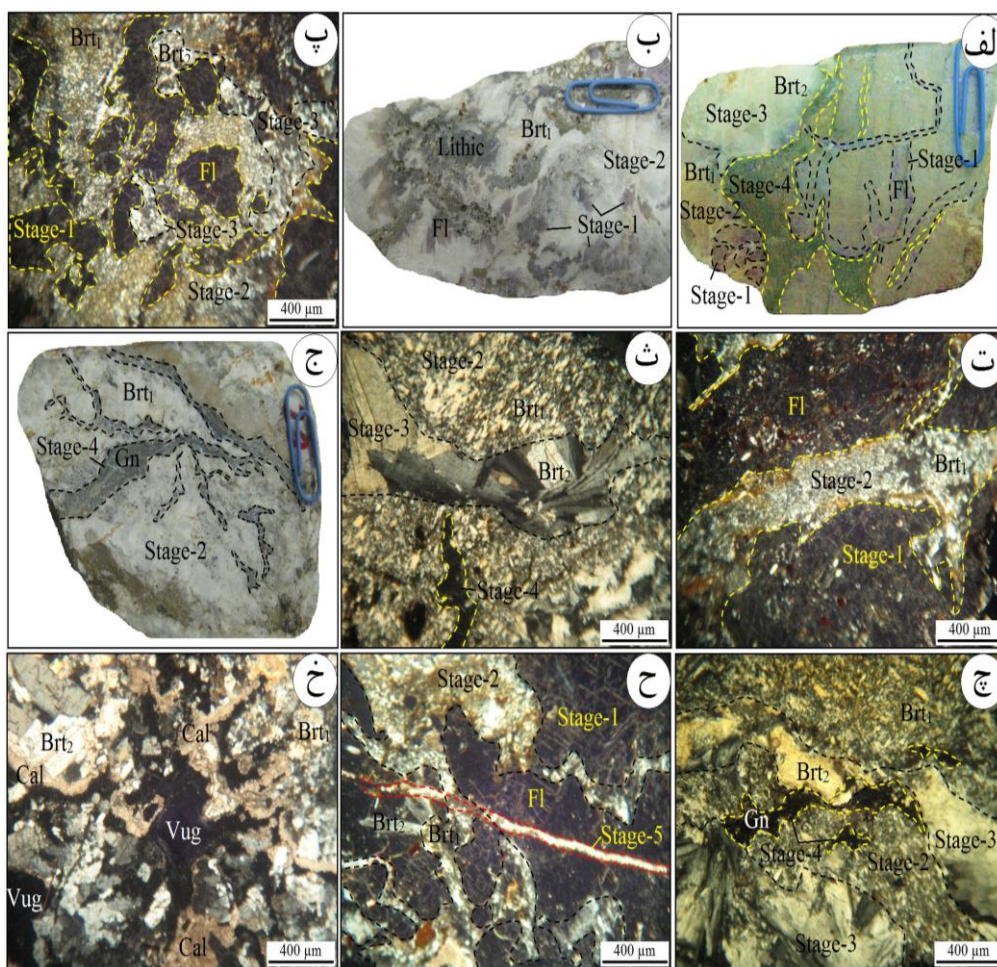
کانی‌سازی در منطقه جریان به‌صورت رگه - رگچه‌های باریت - فلونوریت با ماهیت دیرزاد (اپی‌ژنتیک) درون آهک‌های دولومیتی‌شده کرتاسه (واحد  $K^1$ ) رخ داده و به‌وسیله ساختارهای تکتونیکی و سنگ‌شناسی کنترل شده است (شکل ۳). به دلیل عملکرد تکتونیک بعد از کانه‌زایی، امتداد رگه‌ها جابجایی‌های نسبتاً زیادی را نشان می‌دهند (شکل ۳ - ت). فعالیت‌های معدنی به‌صورت ترانشه‌های اکتشافی و سینه‌کارهای استخراجی متعدد بر روی این رگه‌ها قابل مشاهده هستند. بر اساس مطالعات صحرایی، کانی‌سازی باریت - فلونوریت در کانسار جریان شامل ۴ رگه اصلی است که در بخش‌های شمالی و جنوبی منطقه رخنمو



شکل ۳. الف و ب - نماهایی نزدیک از رگه‌های باریت - فلونوریت در بخش‌های شمالی (الف) و جنوبی (ب) کانسار باریت - فلونوریت جریان که لایه‌بندی واحدهای آهکی میزبان (واحد  $K^1$ ) را قطع کرده‌اند. پ - نمایی نزدیک از رگه باریک و کوتاه باریت - فلونوریت در بخش جنوبی کانسار جریان. ت - جابجایی رگه‌های باریت - فلونوریت در اثر عملکرد گسل‌ها (دید به سوی جنوب‌باختر). ث و ج - نمایی از حفرات انحلالی پُر شده توسط باریت در مقیاس صحرایی (ث) و نمونه دستی (ج). علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans ۲۰۱۰) (دید به سوی جنوب‌باختر) شده است. Brt: باریت، FI: فلونوریت، Gn: گالن

خالی مشخص می‌شود (شکل ۴ - ث). رگه - رگچه‌های باریتی این مرحله حدود ۵ سانتی‌متر ستبراً داشته و مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده‌اند. باریت‌های این مرحله به‌صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده شده و بافت‌های صلیبی، پُر مانند و دسته جارویی نشان می‌دهند. مرحله چهارم کانه‌زایی با رگچه‌های منفرد و یا دسته‌رگچه‌های نیمه موازی تا متقاطع سیلیسی - سولفیدی (گالن و پیریت) مشخص می‌شود (شکل ۴ - ج و چ). در مقیاس میکروسکوپی، این رگچه‌ها ستبرای تا ۲ سانتی‌متر داشته و رگه‌ها و برش‌های گرمابی مرحله‌های قبلی را قطع کرده‌اند. گالن و پیریت اغلب به‌صورت بلورهای ریز تا متوسط شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در مواردی بی‌شکل حضور دارند. کوارتزها معمولاً به‌صورت بلورهای ریز بی‌شکل دیده می‌شوند. کانه‌زایی مرحله پنجم سبب تشکیل کلسیت به‌صورت رگچه‌ای و پُرکننده فضاهای خالی شده است (شکل ۴ - ح و خ).

بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده، کانه‌زایی در کانسار جرین به پنج مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول کانه‌زایی با فراوانی فلونوریت به‌صورت رگه - رگچه‌ای مشخص می‌شود. بیشینه ستبرای رگه‌ها و رگچه‌های فلونوریت ۵ میلی‌متر است (شکل ۴ - الف). آثار این مرحله از کانه‌زایی به‌صورت خُرده‌کانی‌های زاویه‌دار فلونوریت در مراحل بعدی کانه‌زایی دیده می‌شود (شکل ۴ - ب و پ). مرحله دوم کانی‌زایی در کانسار جرین شامل باریت‌های ریزبلور است که به‌صورت رگه‌ها و سیمان گرمابی برش‌ها رخ داده است (شکل ۴ - ب تا ت). ستبرای رگه‌های باریتی تا ۱۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند. در مقاطع میکروسکوپی، باریت به‌صورت بلورهای ریز سفید و خاکستری رنگ با اندازه‌های بیشینه ۱۵۰ میکرون دیده می‌شود. کانی‌زایی مرحله سوم با تشکیل باریت‌های درشت‌بلور به‌صورت رگه - رگچه‌ای و پُرکننده فضاهای



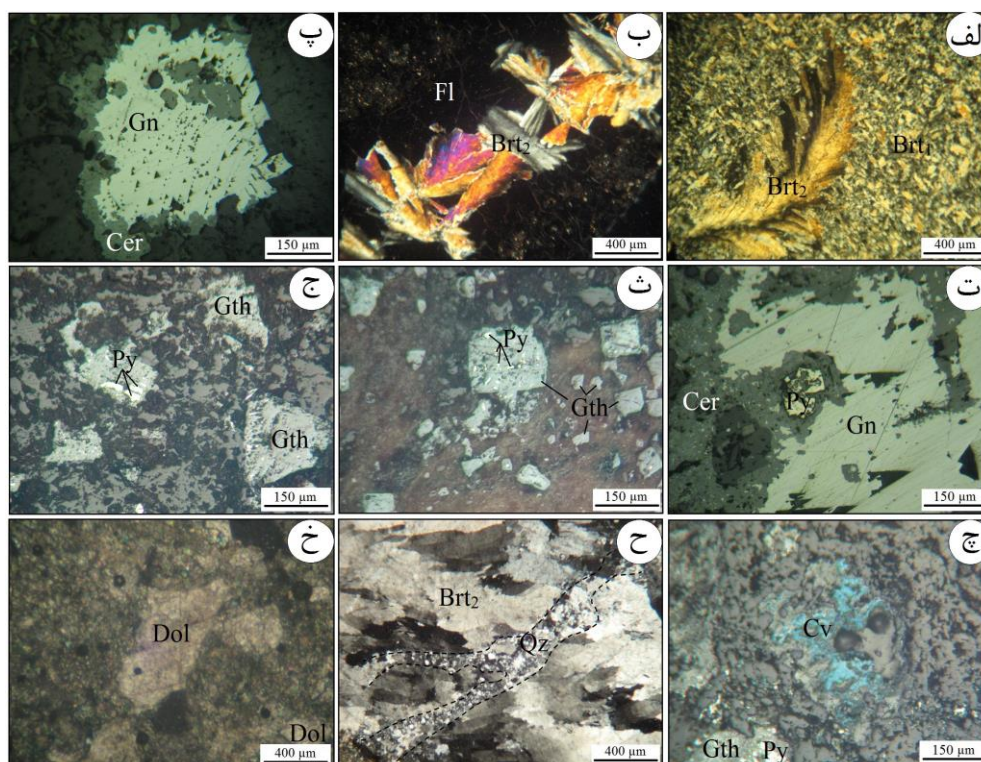
شکل ۴. مراحل مختلف کانه‌زایی در کانسار باریت - فلونوریت جرین. الف - رگچه‌های فلونوریت مرحله اول کانه‌زایی که توسط رگچه‌های سیلیسی - سولفیدی مرحله چهارم قطع شده و بخش‌هایی از آنها به‌صورت خُرده‌کانی در رگچه‌های باریتی مرحله دوم دیده می‌شود. ب - رگه باریتی مرحله دوم کانه‌زایی حاوی خُرده‌سنگ‌های زاویه‌دار سنگ میزبان و خُرده‌کانی‌های زاویه‌دار فلونوریت مرحله اول. پ - خُرده‌کانی‌های زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده فلونوریت مرحله اول در سیمان باریتی مرحله دوم کانه‌زایی. فضاهای خالی توسط باریت‌های درشت‌بلور مرحله سوم پُر شده‌اند. ت - رگچه باریت مرحله دوم کانه‌زایی که رگچه فلونوریتی مرحله اول را قطع کرده است. ث - رگچه باریت مرحله سوم کانه‌زایی که باریت‌های ریزبلور مرحله دوم را قطع کرده‌اند. رگچه سولفیدی مرحله چهارم نیز در تصویر دیده می‌شود. ج - رگچه‌های سیلیسی - سولفیدی مرحله چهارم کانه‌زایی که رگه باریتی مرحله دوم را قطع کرده‌اند. چ - رگچه باریتی مرحله سوم کانه‌زایی که رگچه‌های باریتی مرحله دوم را قطع کرده و خود توسط رگچه‌های سیلیسی - سولفیدی مرحله چهارم قطع شده‌اند. ح - رگچه کلسیتی مرحله پنجم کانه‌زایی که رگچه‌های فلونوریتی مرحله اول و باریتی مرحله دوم را قطع کرده است. خ - رگچه پنجم کانه‌زایی به‌صورت بافت پُرکننده فضاهای خالی. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری پلاریزه متقاطع گرفته شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 اقتباس شده است. Brt): باریت، Cal: کلسیت، Fl: فلونوریت، Gn: گالن.

### کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

مطالعات میکروسکوپی نمونه‌های برداشت‌شده از کانسار جرین نشان می‌دهد که باریت و فلئوریت، کانی‌های اصلی سازنده کانسنگ در این کانسار هستند که با اندکی کوارتز، کلسیت، دولومیت، گالن و پیریت همراهی می‌شوند. سروزیت، گوتیت و کوولیت در اثر فرآیندهای هوازدگی و برون‌زاد تشکیل شده‌اند. مطالعات انجام‌شده نشان می‌دهند که ساخت و بافت کانسنگ از نوع رگه - رگچه‌ای، پرشی، پُرکننده فضای خالی و بازماندی است (شکل‌های ۳ تا ۵).

باریت اصلی‌ترین ماده معدنی در کانسار جرین است. بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده و با توجه به اندازه بلورها و ساخت و بافت کانسنگ، باریت‌های موجود به دو نسل قابل تفکیک هستند. باریت‌های نسل اول به‌صورت بلورهای ریز (بیشینه اندازه تا ۱۵۰ میکرون) سفید و خاکستری رنگ در مرحله دوم کانه‌زایی قابل مشاهده هستند (شکل ۵ - الف). این نسل از باریت‌ها معمولاً توسط غشایی از اکسیدهای آهن پوشیده شده‌اند. باریت‌های نسل دوم به‌صورت بلورهای درشت (تا اندازه بیش از ۲ میلی‌متر) شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در مرحله سوم کانه‌زایی دیده شده و بافت‌های صلیبی و بادبزنی دارند (شکل ۵ - الف و ب). فلئوریت‌های موجود اغلب دارای ساخت و بافت رگه - رگچه‌ای و پرشی بوده (شکل ۴) و به رنگ‌های بنفش و گاه بی‌رنگ دیده می‌شوند. گالن

اغلب به‌صورت بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل دیده شده و دارای رخ‌های مثلثی است (شکل ۵ - پ). گالن معمولاً از حاشیه‌ها به سروزیت دگرسان شده است (شکل ۵ - پ و ت). بعضاً، ادخال‌هایی از پیریت در داخل گالن دیده می‌شود (شکل ۵ - ت) که بیانگر تبلور زودتر این کانی نسبت به گالن در توالی پاراژنزی است. پیریت به‌صورت بلورهای ریز بی‌شکل تا بعضاً نیمه‌شکل‌دار دیده شده و اغلب از حاشیه‌ها به گوتیت دگرسان شده است (شکل ۵ - ث و ج). شدت دگرسانی بعضاً به حدی است که این کانی به‌طور کامل دگرسان شده و یا تنها بقایایی از آن به‌صورت بافت بازماندی و یا جزیره‌ای (Ineson, 1989) باقی مانده است. فراوانی پیریت به‌ندرت به حدود ۱ درصد می‌رسد. سروزیت، گوتیت و کوولیت کانی‌های ثانویه‌ای هستند که طی فرآیندهای برون‌زاد جانشین کانی‌های سولفیدی اولیه شده‌اند (شکل ۵ - پ تا ج). کوارتزها معمولاً به‌صورت بلورهای ریز بی‌شکل دیده می‌شوند. این کانی‌ها بیشتر بافت رگه - رگچه‌ای دارند (شکل ۵ - ح). دولومیت‌ها بیشتر به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۵ - خ). کلسیت‌ها بیشتر در رگچه‌های کلسیتی و یا در فضای خالی بین بلورهای باریت دیده شده و اندازه‌های کمتر از ۱ میلی‌متر دارند (شکل ۴ - ح و خ).



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های سازنده کانسنگ در کانسار جرین. الف - فلئوریت جرین. الف - بلورهای ریز باریت نسل اول در اطراف بلورهای درشت باریت نسل دوم با بافت بادبزنی. ب - باریت‌های درشت نسل دوم با بافت صلیبی و بادبزنی. پ - بلور بی‌شکل گالن با رخ‌های مثلثی شکل که از حاشیه‌ها به سروزیت دگرسان شده است. ت - بلور درشت و بی‌شکل گالن با رخ مثلثی و حاوی ادخال پیریت. گالن از حاشیه‌ها به سروزیت دگرسان شده است. ث و ج - بلورهای ریز بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار پیریت که به گوتیت دگرسان شده و بعضاً بقایایی از آنها به‌صورت بافت بازماندی، باقی مانده است. چ - بلور بی‌شکل کوولیت که طی فرآیندهای برون‌زاد جانشین کانی سولفیدی اولیه (احتمالاً کالکوپیریت) شده است. ح - بلورهای ریز و بی‌شکل کوارتز با بافت رگچه‌ای که بلورهای درشت باریت نسل دوم را قطع کرده‌اند. چ - بلورهای نیمه‌شکل‌دار دولومیت. تصاویر الف، ب، ح و خ، در نور عبوری پلازیه متقاطع و تصاویر پ تا ج در نور انعکاسی گرفته شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Brt: باریت، Cer: سروزیت، Cv: کوولیت، Dol: دولومیت، Fl: فلئوریت، Gn: گالن، Gth: گوتیت، Py: پیریت، Qz: کوارتز)

$LV_{hh}$ ) قابل تفکیک هستند که در این بین، میان‌بارهای دو فازی مایع از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. میان‌بارهای سیال تک فازی به تعداد زیادی در نمونه‌های مورد بررسی دیده می‌شوند (شکل ۷ - ب و ت). فراوانی میان‌بارهای سیال تک فازی مایع نسبت به تک فازی گازی بسیار بیشتر است. هیچ یک از این میان‌بارهای سیال برای بررسی‌های ریزدماسنجی مناسب نبوده و مطالعه نشده‌اند.

### ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال

داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال اولیه بررسی‌شده در کانی فلونوریت کانسار گرین در جدول ۱ خلاصه و در شکل ۸ نشان داده شده است. طی مطالعات ریزدماسنجی، اغلب میان‌بارهای سیال دو فازی بین ۷۰ - و ۹۰ - درجه سانتی‌گراد منجمد شدند. طی گرمایش، دماهای اولین نقطه ذوب یخ ( $T_e$ ) و ذوب آخرین قطعه یخ ( $T_m - ice$ ) برای تمام میان‌بارهای سیال و دمای انحلال هیدروهالیت ( $T_m - hh$ ) برای تعدادی از میان‌بارهای سیال حاوی فاز نیمه‌پایدار هیدروهالیت اندازه‌گیری شد. دمای یوتکتیک در میان‌بارهای سیال نوع  $LV_{hh}$  بسیار پایین بوده و از ۴۵ - تا ۵۲ - درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند (جدول ۱). این داده‌ها بسیار پایین‌تر از دمای یوتکتیک در سیستم  $NaCl-H_2O$  خالص (۲۰/۸ - درجه سانتی‌گراد) بوده و بیانگر وجود یون‌های دیگر مانند  $Ca^{2+}$  و  $Mg^{2+}$  در سیال می‌باشد (Goldstein and Reynolds, 1994; Van Den Kerckhof and Hein, 2001; Prokofiev et al., 2010). لذا محلول کانه‌ساز احتمالاً یک سیال با سیستم  $NaCl-CaCl_2 \pm MgCl_2-H_2O$  بوده است (Crawford, 1981; Roedder, 1984). با توجه به زمین‌شناسی منطقه، چنین ترکیبی دور از انتظار نبوده و با شناسایی هیدروهالیت در حین مطالعات سرمایش نیز قابل تأیید است. دمای انحلال هیدروهالیت برای میان‌بارهای سیال نوع  $LV_{hh}$  بین ۲۱/۲ - تا ۲۳/۷ - درجه سانتی‌گراد متغیر است (جدول ۱ و شکل ۸ - ب). در سیستم  $NaCl-CaCl_2-H_2O$ ، این میان‌بارهای سیال شوری کل بین ۱۳/۴۸ تا ۱۵/۳۹ (بیشترین فراوانی در ۱۳/۹۹) درصد وزنی معادل  $NaCl+CaCl_2$  را نشان می‌دهند (شکل ۸ - ث). محتوای  $NaCl$  و  $CaCl_2$  میان‌بارهای سیال نوع  $LV_{hh}$  به ترتیب از ۹/۹۸ تا ۱۳/۹۵ درصد و ۰/۰۴ تا ۴/۳۹ درصد و نسبت‌های  $NaCl/(NaCl+CaCl_2)$  آنها از ۰/۶۹ تا ۱ متغیر است (شکل ۸ - پ). دمای یوتکتیک در میان‌بارهای سیال دو فازی نوع  $LV$  بین ۲۲ - تا ۲۵ - درجه سانتی‌گراد متغیر است (جدول ۱)؛ که نشان از حضور یک سیال چند ترکیبی  $NaCl \pm KCl - H_2O$  دارد (Shepherd et al., 1985; Van Den Kerckhof and Hein, 2001). دمای ذوب آخرین قطعه یخ برای میان‌بارهای مزبور از ۰/۶ - تا ۵/۳ - درجه سانتی‌گراد متغیر است (جدول ۱ و شکل ۸ - الف). بر این اساس و با توجه به معادله Hall et al. (1988)، مقدار شوری این میان‌بارهای سیال از ۰/۸۰ تا ۸/۴۸ (بیشترین فراوانی در ۴/۴۷) درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند (جدول ۱ و شکل ۸ - ث). تمامی میان‌بارهای سیال دو فازی مطالعه شده، با درجه‌های پُرشدهی نسبتاً ثابتی به فاز مایع همگن می‌شوند که نشان می‌دهد سیال اولیه موجود در میان‌بارها یک سیال همگن (Buchanan et al., 1977; Kinsland, 1981) بوده است. دمای همگن شدن نهایی ( $Th_{total}$ ) میان‌بارهای سیال دو فازی نوع  $LV_{hh}$  بین ۱۴۵ تا ۱۶۸ (بیشترین فراوانی در دمای

با توجه به شواهد صحرایی و بررسی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی انجام شده، توالی پارائز کانی‌ها در کانسار باریت - فلونوریت گرین به پنج مرحله قابل تقسیم است (شکل ۶). مرحله اول با حضور رگه - رگچه‌های فلونوریت مشخص می‌شود. مرحله دوم با تشکیل باریت‌های ریزبلور نسل اول به صورت رگه - رگچه‌ای و سیمان گرمایی برش‌ها همراه است. مرحله سوم شامل باریت‌های درشت‌بلور نسل دوم است. بافت‌های رگه - رگچه‌ای و پُرکننده فضاهای خالی از بافت‌های مهم کانسنگ در این مرحله به شمار می‌روند. مرحله چهارم شامل رگه - رگچه‌های منفرد و یا دسته‌رگچه‌های نیمه‌موازی تا متقاطع سیلیسی - سولفیدی (گالن و پیریت) است. گالن‌ها و پیریت‌های این مرحله طی فرآیندهای برون‌زاد به ترتیب به سروزیت و گوتیت دگرسان شده‌اند. کلسیت تشکیل‌دهنده اصلی مرحله پنجم است که به صورت رگچه‌ای و پُرکننده فضاهای خالی دیده می‌شود. تشکیل سروزیت و گوتیت مربوط به مرحله برون‌زاد است. بافت‌های جانشینی و بازماندی از مهم‌ترین بافت‌های تشکیل‌شده در این مرحله هستند. دولومیتی شدن، دگرسانی رایج مراحل اول تا سوم است درحالی‌که دگرسانی سیلیسی در مرحله چهارم و دگرسانی آرژلیک در مرحله برون‌زاد رخ داده‌اند.

### میان‌بارهای سیال

#### نوع و ویژگی میان‌بارهای سیال

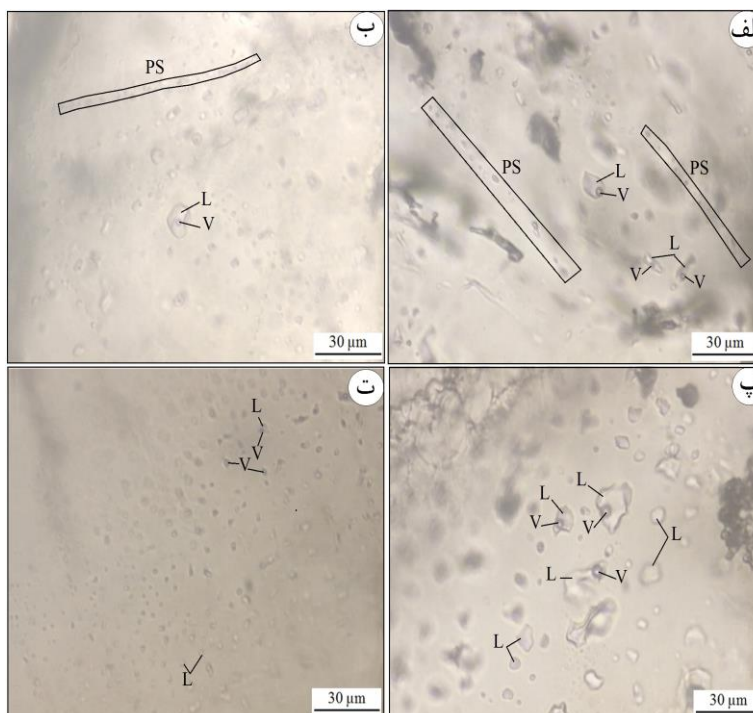
میان‌بارهای سیال موجود در نمونه‌های کانسار باریت - فلونوریت گرین به سه شکل اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب (Roedder, 1984) مشاهده می‌شوند. اگرچه میان‌بارهای موجود به شکل‌های متنوع حضور دارند، اما شکل‌های منفی بلور (Shepherd et al., 1985) در میان‌بارهای سیال مطالعه‌شده متداول است. میان‌بارهای کشیده نیز در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. شواهد باریک‌شدگی و نشسته نیز در میان‌بارهای سیال قابل مشاهده است که برای اطمینان از درست بودن نتایج به دست آمده، تمامی اندازه‌گیری‌ها بر روی میان‌بارهایی انجام شد که دارای معیارهای لازم برای میان‌بارهای اولیه (Roedder, 1984) بودند. اندازه میان‌بارهای سیال قابل بررسی در نمونه‌های مطالعه‌شده بین ۵ تا ۵۵ میکرون متغیر است. براساس ویژگی‌های سنگ‌نگاری در دمای اتاق (۲۵ درجه سانتی‌گراد) و با توجه به معیارهای ارائه شده توسط Roedder (1984) و (1994) Goldstein and Reynolds، انواع میان‌بارهای سیال موجود در کانی فلونوریت کانسار گرین به ترتیب فراوانی شامل دو فازی ( $LV$ )، تک فازی مایع ( $L$ ) و تک فازی گاز ( $V$ )، بدون فاز مایع قابل رؤیت در دمای اتاق) هستند. در مرحله سرمایش، در هیچ یک از میان‌بارهای سیال مطالعه‌شده، کلاتریت تشکیل نشد که این امر بیانگر عدم حضور فاز کریستیک در سیال است. میان‌بارهای دو فازی در دمای اتاق (۲۵ درجه سانتی‌گراد)، سرشار از مایع و بدون فاز جامد (کانی‌های نوزاد) هستند که این امر نشان‌دهنده عدم نقش آب‌های ماگمایی در کانی‌سازی است (Rajabzadeh, 2007). این میان‌بارها دارای حجم نسبتاً ثابتی در نسبت مایع به گاز هستند به‌طوری‌که در بیشتر آنها فاز مایع بیش از ۹۰ درصد و فاز بخار کمتر از ۱۰ درصد حجم کل سیال را تشکیل داده‌اند (شکل ۷ - الف تا پ). چنین حجم یکتواختی در نسبت  $L/V$  میان‌بارهای سیال اولیه بیانگر عدم رخداد جوشش سیال است (Rajabzadeh, 2007). میان‌بارهای سیال دو فازی به دو زیرگروه دو فازی مایع ( $LV$ ) و دو فازی مایع حاوی هیدروهالیت

شورابه‌های درون سازندی بوده‌اند. با توجه به حضور میان‌بارهای سیال تک فاز و همچنین بافت پُرکننده فضاهای خالی در کانسار جرین، میزان تصحیح فشار بسیار ناچیز بوده و در تحقیق حاضر انجام نشده است (Rajabzadeh, 2007). با توجه به نمودار ژرفا - دما (Haas, 1971) و براساس میانگین دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال، کمینه ژرفای کانه‌زایی در کانسار جرین بین ۸۰۰ تا ۹۰۰ متر (فشار معادل ۲۰۰ تا ۲۷۰ بار) زیر سطح ایستابی قدیمی می‌باشد.

(۱۶۵) درجه سانتی‌گراد و میان‌بارهای سیال نوع LV بین ۱۳۰ تا ۲۵۹ (بیشترین فراوانی در دمای ۱۳۰) درجه سانتی‌گراد متغیر است (جدول ۱ و شکل ۸ - ت) بر روی نمودار دوتایی دمای همگن‌شدن - شوری که در آن خطوط کننتوری با چگالی ثابت رسم شده است (Wilkinson, 2001). میان‌بارهای سیال دو فاز نوع LV و LV<sub>hh</sub> به ترتیب چگالی بین ۱ تا ۱/۰۲ و ۰/۸۲ تا ۰/۹۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب دارند (جدول ۱، شکل ۹). این مقدار چگالی نشان می‌دهد سیالات کانه‌ساز در کانسار جرین،

Stages		Stage-1	Stage-2	Stage-3	Stage-4	Stage-5	Super-gene
Minerals	Barite		Br <sub>1</sub>	Br <sub>2</sub>			
	Fluorite						
	Galena						
	Pyrite						
	Quartz						
	Calcite						
	Dolomite						
	Goethite						
	Cerussite						
	Covellite						
Textures	Vein-Veinlets						
	Brecciated						
	Vug Infill						
	Replacement						
	Relict						

شکل ۶. توالی پاراژنتیک، فراوانی نسبی و ساخت و بافت کانسنگ در کانسار باریت - فلوئوریت جرین.



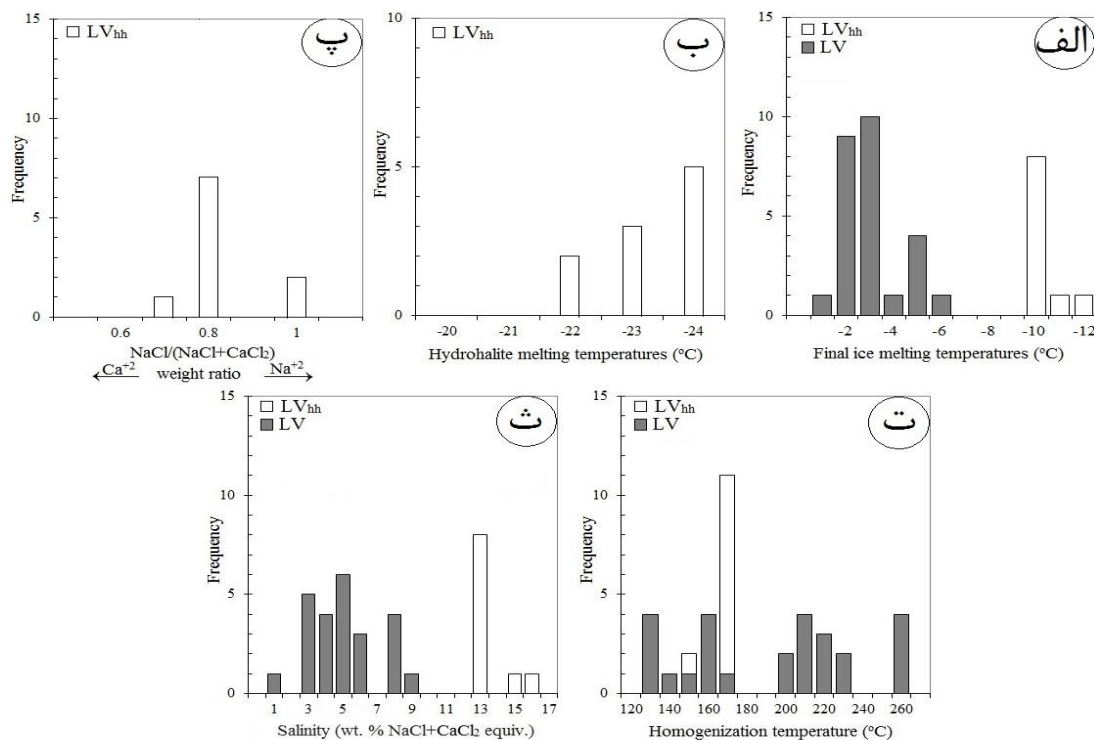
شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی (در دمای اتاق و نور عبوری صفحه‌ای) از انواع میان‌بارهای سیال موجود در رگه‌های باریت - فلوئوریت کانسار جرین. الف و ب - میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از مایع در فلوئوریت. ب - اجتماع میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از مایع و تک فاز مایع در کنار یکدیگر در فلوئوریت. ت - اجتماع میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از مایع و تک فاز (مایع و گاز) در کنار یکدیگر در باریت. L: مایع، V: بخار، PS: میان‌بارهای سیال ثانویه کاذب



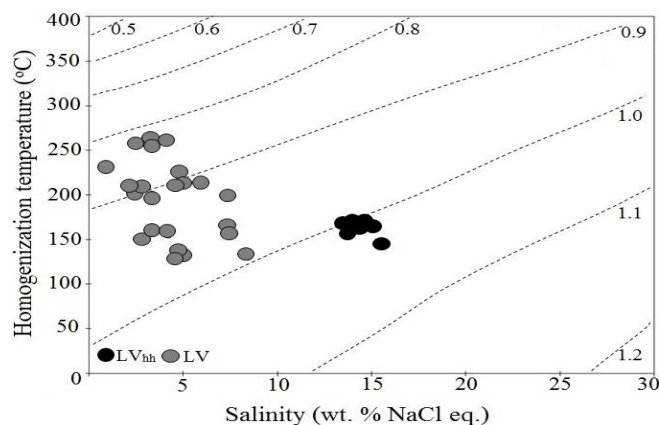
جدول ۱. خلاصه داده‌های مطالعات ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال اولیه دو فازي نوع  $LV_{hh}$  و  $LV$  در کانی فلئوریت کانسار باریت - فلئوریت جرین.

Incl. type	Size ( $\mu m$ )	$T_e$ ( $^{\circ}C$ )	$T_{m-ice}$ ( $^{\circ}C$ )	$T_{m-hh}$ ( $^{\circ}C$ )	$T_h$ ( $^{\circ}C$ )	Salinity (wt. % NaCl+CaCl <sub>2</sub> equiv.)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )
$LV_{hh}$ (n=۱۰)	۵-۲۲	-۴۵ تا -۵۲	-۹/۵ تا -۱۱/۵	-۲۳/۷ تا -۲۱/۲	۱۴۵- ۱۶۵ (۱۶۵) <sup>۱</sup>	۱۳/۴۸-۱۵/۳۹ (۱۳/۹۹)	۱-۱/۰۲
$LV$ (n=۲۶)	۵-۵۵	-۲۲ تا -۲۵	-۰/۶ تا -۵/۳	-	۱۳۰- ۲۵۹ (۱۳۰)	۰/۸-۸/۴۸ (۴/۴۷)	۰/۸۲-۰/۹۷

<sup>۱</sup> اعداد داخل پرانتز مبین بیشترین فراوانی است.  $T_e$  = دمای اولین نقطه ذوب یخ،  $T_{m-ice}$  = دمای ذوب آخرین قطعه یخ،  $T_{m-hh}$  = دمای انحلال هیدروهالیت،  $T_h$  = دمای همگن شدن



شکل ۸. نمودارهای فراوانی محدوده‌های دمای ذوب آخرین قطعه یخ (الف)، دمای انحلال هیدروهالیت (ب)، نسبت وزنی  $NaCl/(NaCl+CaCl_2)$  (پ)، دمای همگن شدن (ت) و شوری (ث) در میان‌بارهای سیال اولیه دو فازي نوع  $LV_{hh}$  و  $LV$  در کانی فلئوریت کانسار جرین. مقادیر نسبی  $Na$  و  $Ca$  بر مبنای سیستم  $H_2O-NaCl\pm CaCl_2$  و با اقتباس از (Steele et al., 2011) - MacInnis محاسبه شده است.



شکل ۹. مقادیر چگالی (گرم بر سانتی‌متر مکعب) برای میان‌بارهای سیال دو فازي در کانسار جرین براساس نمودار دوتایی دمای همگن شدن - شوری (Wilkinson, 2001).

## بحث

## تحول سیال گرمایی

روند تحول سیال کانه‌ساز در کانسار جرین براساس نمودار تغییرات دمای همگن‌شدن در برابر شوری در شکل ۱۰ نشان داده شده است. بررسی داده‌های ریزدماسنجی بر روی این نمودار نشان می‌دهد که میان‌بارهای سیال را می‌توان به دو گروه تفکیک کرد: ۱ - میان‌بارهای سیال با شوری متوسط (۱۳/۹۹ درصد وزنی معادل  $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ ) و دمای همگن‌شدن متوسط (۱۶۵ درجه سانتی‌گراد) و ۲ - میان‌بارهای سیال با دمای همگن‌شدن کمی پایین‌تر (۱۳۰ درجه سانتی‌گراد) و شوری پایین (۴/۴۷ درصد وزنی معادل  $\text{NaCl}$ ). به‌طور معمول تفاوت در محتوای شوری سیالات را می‌توان با رخداد جوشش (Wilkinson, 2001)، منشأهای چندگانه سیالات و یا اختلاط سیالات (Nejhadhad et al., 2016) توضیح داد. حضور میان‌بارهای سیال دو فازی با نسبت مایع به حباب ثابت همراه با سیالات غنی از فاز مایع و نیز تغییرات دمای همگن‌شدن نسبتاً محدود بیانگر عدم رخداد جدایش فازی یا جوشش در کانسار جرین است. از این رو، وجود دو نوع سیال با شوری متفاوت در کانسار جرین را می‌توان به فرایند اختلاط سیالات مرتبط دانست. هر دو نوع سیال مزبور، دمای همگن‌شدن نسبتاً مشابهی دارند که نشان‌دهنده اختلاط هم‌دمای آنها است. بررسی‌های (Boiron et al., 2010) نشان داد که طی رخداد اختلاط دست کم دو نوع سیال قابل تشخیص است:

۱ - شورابهایی که اغلب با ماهیت اولیه ناشی از فشردگی لایه‌ها و عملکرد تکنیتیکی - ژئودینامیکی منطقه تشکیل می‌شوند و ۲ - سیالات رقیقی که توسط تزریق مجدد آب‌های جوی (یا دریایی) از سیالات از قبل موجود تشکیل می‌شوند. براین اساس، چنین به نظر می‌رسد که رگه‌های باریت - فلئوریت در کانسار جرین در نتیجه آمیختگی شورابه‌های درون‌سازندی و آب‌های جوی تشکیل شده‌اند. لذا می‌توان گفت که سیال اولیه، یک شورابه درون‌سازندی غنی از فلز حاوی فلئور با دمای متوسط (میان‌بارهای نوع  $\text{LV}_{\text{hi}}$ ) بوده است. اختلاط هم‌دمای این سیال با سیال‌های رقیق‌شده (آب‌های جوی)، سبب تشکیل آب‌های سازندی با شوری و دمای کمتر (میان‌بارهای نوع  $\text{LV}$ ) می‌شود. سیال اخیر ضمن چرخش در شکستگی‌های سنگ بستر کانی‌سازی (واحدهای ژوراسیک و کرتاسه) و انجام تبادل‌های سیال - سنگ، موجب رخداد دگرسانی و شکل‌گیری کانه‌زایی منطقه شده است. چنین مکانیسمی برای تشکیل بسیاری از کمربندهای غنی از فلئور اروپا پیشنهاد شده است (Tornos et al., 1991; Cann and Banks, 2001; Lüders et al., 2005; Sanchez et al., 2009).

## تیپ کانه‌زایی و مدل تشکیل

ویژگی‌های کانه‌زایی در کانسار جرین شباهت‌های زیادی با کانسارهای تیپ MVT (Sverjensky, 1984; Leach et al., 2005; Paradis et al., 2007; Leach and Taylor, 2009) دارد. این شباهت‌ها شامل ریخت‌شناسی چینه‌کران، سنگ میزبان کربناته دولومیتی‌شده، پرشی شدن، کنترل گسلی، دمای پایین تشکیل، نبود ارتباط مستقیم با توده‌های نفوذی و دیرزاد بودن کانه‌زایی است. فشارهای زمین‌ساختی مرتبط با فاز کوهزایی لارامید سبب مهاجرت شورابه‌های درون‌سازندی غنی از  $\text{Na} (\text{Ca-Mg})$  (میان‌بارهای سیال حاوی هیدروهاالیت با شوری ۱۳/۹۹ درصد وزنی معادل

نمک طعام و دمای ۱۶۵ درجه سانتی‌گراد) از افق‌های سنگ بستر زیرین حوضه رسوبی به درون فضاهای خالی حاصل از غسل‌خوردگی، پرشی شدن و حفرات انحلالی در سنگ میزبان کربناته (واحد  $\text{K}^+$ ) شده است (Leach and Sangster, 1993). ورود آب‌های جوی از طریق شکستگی‌ها و غسل‌ها و اختلاط آنها با این شورابه‌ها، سبب رقیق‌شدگی شورابه‌های درون‌سازندی و تشکیل سیالات با شوری ۴/۴۷ درصد وزنی معادل نمک طعام و دمای ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد (میان‌بارهای سیال نوع  $\text{LV}$ ) و رخداد کانی‌سازی منطقه شده است. هرچند داده‌های میان‌بارهای سیال در کانسار جرین نشان می‌دهد که سیالات ماگمایی در کانه‌زایی منطقه نقشی نداشته‌اند اما احتمال اینکه بخشی از سیالات کانه‌ساز دارای منشأ ماگمایی باشند و یا اینکه توده‌های نفوذی در تأمین حرارت سیالات کانه‌ساز نقش داشته باشند، نیز وجود دارد. با این وجود، این سیالات قبل از اینکه به محل کانی‌سازی برسند، به خوبی با آب‌های درون‌سازندی مخلوط شده‌اند. به‌طور معمول برای تشکیل یک ذخیره بزرگ باریت توسط شورابه‌های درون‌سازندی حدود ۱۰۰ گرم در تن نیاز است (Kesler, 1977). دگرسانی و تخریب دیاژنتیکی فلدسپات‌های پتاسیم‌دار، میکاها و کانی‌های رسی موجود در واحدهای شیلی سنگ بستر (سازند شمشک و واحدهای سنگی کرتاسه آغازین) مقادیر کافی باریت، فلئوریت و سرب برای کانی‌سازی (Liaghat et al., 2000) و منیزیم برای دگرسانی دولومیتی (Ghazban et al., 1994) را فراهم می‌کند.  $\text{Ca}^{+2}$  آزادشده طی دگرسانی دولومیتی برای تشکیل کانی فلئوریت مصرف می‌شود. به‌طور معمول، محتوای فلئوریت در شورابه‌های درون‌سازندی پایین بوده و در اغلب کانسارهای تیپ MVT، فعالیت‌های آذرین سبب افزایش مقدار فلئوریت در این شورابه‌ها می‌شوند (Ruiz et al., 1985). با توجه به محتوای پایین کانی فلئوریت در کانسار جرین، چنین به نظر می‌رسد که فعالیت‌های آذرین در کانی‌سازی منطقه نقشی نداشته‌اند. داده‌های میان‌بارهای سیال نیز این مطلب را تأیید می‌کند. در دماهای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، کمپلکس‌های فلئوریت‌دار در محلول‌های  $\text{NaCl}$ ،  $\text{KCl}$ ،  $\text{CaCl}_2$  و  $\text{MgCl}_2$  شامل  $\text{NaF}^+$ ،  $\text{CaF}^+$ ،  $\text{Na}_2\text{F}^+$  و  $\text{MgF}^+$  هستند (Richardson et al., 1979a). پایداری این کمپلکس‌ها معمولاً با افزایش دمای محلول افزایش می‌یابد (Richardson et al., 1979b). کاهش دما و یا تغییر در شیمی سیال، اختلاط با سیالات دیگر، تغییر در فشار، واکنش سیال با سنگ‌های دیواره و افزایش pH سیال، فرایندهایی مؤثر در ناپایداری کمپلکس‌های فلئوریت‌دار و تهنشست کانی فلئوریت هستند (Ruiz et al., 1980; Constantopoulos, 1988; Souissi et al., 1997; Gomez et al., 2000). با توجه به وجود سیالات شور در کانسار جرین، به نظر می‌رسد کاهش شوری و دمای سیال ناشی از اختلاط سیالات و همچنین انحلال سنگ‌های میزبان کربناته که با افزایش pH سیال همراه است، در تشکیل رگه - رگچه‌های فلئوریت نقش داشته‌اند. باریت و گالن تحت شرایط ژئوشیمیایی متفاوتی تهنشست می‌یابند (Hanor, 2000; Kharaka and Hanor, 2007). همراهی این دو کانی در کانسار جرین بیانگر وجود دو نوع سیال احیایی (شورابه درون‌سازندی) و اکسیدی (آب‌های جوی) در این کانسار است که با داده‌های میان‌بارهای سیال هم‌خوانی دارد. معمولاً باریت در سیالات احیایی با محتوای سولفور پایین حمل شده (Philips and Evans, 2004) و تهنشست باریت توسط محتوای سولفات سیال کنترل می‌شود (Hanor, 2000).

سرب و روی تویه‌دروار در باختر دامغان، کانسار MVT با سن ژوراسیک است (مهری و همکاران، ۱۳۸۹). کانسارهای متعدد سرب و روی موجود در محور ملایر - اصفهان (Momenzadeh, 1976; Ghazban et al., 1994)، معدن خانجار در محور تروند - چاه‌شیرین (مهری، ۱۳۷۷؛ مهری و همکاران، ۱۳۸۹؛ لطیفی، ۱۳۹۲) و معدن راونج در حوضه قم (مدبری، ۱۳۷۴؛ مدبری و راستاد، ۱۳۷۸؛ Nejadhadad et al., 2016) از جمله کانسارهای کرتاسه در ایران هستند که در ردیف کانسارهای تیپ MVT قرار می‌گیرند. تاکنون گزارشی مبنی بر وجود ذخایر تیپ MVT به سن کرتاسه در پهنه البرز و منطقه زنجان ارائه نشده است و کانسار باریت - فلئوریت جریین اولین رخداد این نوع از کانسارها در این منطقه محسوب می‌شود. کانی‌سازی در این کانسار به‌صورت رگه‌ای با ماهیت دیرزاد درون آهک‌های دولومیتی‌شده واحد  $K^1$  رخ داده است. با توجه به گسترش واحد  $K^1$  در پهنه البرز مرکزی و سایر نقاط البرز، به نظر می‌رسد این واحد کربناته - به‌ویژه در مناطقی که بر روی سازند شمشک رورانده شده است دارای پتانسیل کانه‌زایی فلئور - باریت (روی - سرب) است و می‌بایست در برنامه‌های اکتشافی مورد توجه قرار گیرد. کنترل ساختاری ماده معدنی در کانسار جریین بیانگر اهمیت نقش گسل‌ها و شکستگی‌ها برای مهاجرت رو به بالای سیالات کانه‌ساز است. از طرف دیگر، همراهی ماده معدنی با بخش‌های دولومیتی‌شده واحد  $K^1$  نشان‌دهنده نقش مهم این دگرسانی در ایجاد فضاهای خالی و افزایش نفوذپذیری سنگ میزبان و به پیروی آن کانه‌زایی است. از این رو، بررسی پهنه‌های گسلی موجود در واحدهای کربناته واحد  $K^1$  به‌ویژه در مناطقی که با دگرسانی دولومیتی همراهی می‌شود، می‌تواند از نظر اکتشاف کانسارهای تیپ MVT حائز اهمیت باشد. تعمیم شواهد به‌دست آمده از این مطالعات به مناطق مشابه در پهنه البرز می‌تواند کاربرد فراوانی در شناسایی و اکتشاف این نوع از کانی‌زایی‌ها داشته باشد.

### نتیجه‌گیری

ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساخت و بافت کانسنگ، مجموعه کانی‌شناسی و داده‌های میان‌بارهای سیال در کانسار باریت - فلئوریت جریین نشان می‌دهد که این کانسار را می‌توان در دسته کانسارهای تیپ MVT طبقه‌بندی کرد. ساختارهای کنترل‌کننده کانه‌زایی در این کانسار شامل شکستگی‌ها، گسل‌ها و حفرات انحلالی در سنگ میزبان کربناته کرتاسه (واحد  $K^1$ ) هستند. داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال نشان می‌دهد که سیالات کانه‌ساز در کانسار جریین احتمالاً حاصل آمیختگی شورابه‌های درون سازندی و آب‌های جوی بوده‌اند. با توجه به مباحث مطرح‌شده در بالا، چنین به نظر می‌رسد که فشارهای زمین‌ساختی مرتبط با فاز کوهزایی لازمید سبب مهاجرت شورابه‌های درون سازندی به درون فضاهای خالی حاصل از گسل‌خوردگی، برشی‌شدن و حفرات انحلالی در سنگ میزبان کربناته شده است. نفوذ آب‌های جوی به بخش‌های پایین‌تر از طریق شکستگی‌ها و برش‌ها و اختلاط آنها با شورابه‌های درون سازندی سبب کاهش دما و رقیق‌شدگی شورابه‌ها و تهنشست مواد معدنی شده است. کاهش فشار ناشی از ورود سیالات کانه‌ساز به درون فضاهای خالی نیز در نهشته شدن مواد معدنی نقش داشته است.

2001). تهنشینی باریت محصول اکسیداسیون سیالات احیایی غنی از باریت و یا اختلاط این سیالات با آب‌های اکسیدی غنی از سولفات (Hanor, Adams et al., 2000; Adams et al., 2000) است. از آنجاییکه باریت یک کانی غیرمحلول در شرایط اکسیدی است، لذا تشکیل این کانی بیانگر زون اختلاط سیالات احیایی باریت‌دار و سیالات اکسیدی سولفات‌دار است. رقیق‌شدن سیال و ناپایداری کمپلکس‌های سرب و دیگر فلزات در اثر اختلاط سیالات، عامل تشکیل کانی‌های سولفیدی هستند (Williams - Jones et al., 1992). محتوای پایین گالن و عدم وجود مقادیر بالای پیریت در کانسار جریین مبین محتوای پایین سولفور در سیالات کانه‌ساز و عدم نقش سیالات ماگمایی در کانه‌زایی است (Ghazban et al., 1994). اگرچه محتوای کانی‌سازی فلزی در کانسار جریین ناچیز است، اما با توجه به شوری و دمای متوسط سیال کانه‌ساز انتظار می‌رود شورابه‌های غنی از فلز در این کانسار حضور داشته باشند که به‌دلیل نبود سولفور کافی در سیال کانه‌ساز، بخش عمده این فلزات در فاز سیال باقی مانده و به مکان دیگری انتقال یافته‌اند. به‌طور معمول، محتوای سیلیس شورابه‌های درون حوضه‌ای از دگرسانی کانی‌های سیلیکاته موجود در توالی‌های سنگی آن حوضه تأمین می‌شود (Sverjensky, 1984). کاهش دمای این شورابه‌ها (حدود ۱۰ درجه سانتی‌گراد) سبب تهنشست مقادیر نسبتاً برابر کوارتز و گالن می‌گردد (Rowan and Leach, 1989). بنابراین، مقادیر پایین تهنشست کوارتز و گالن در کانسار جریین را می‌توان با تغییرات محدود دمای همگن‌شدن میان‌بارهای سیال توضیح داد. با توجه به میزان پایین تشکیل فلئوریت در کانسار جریین، بخش اعظم  $Ca^{+2}$  آزادشده طی دگرسانی دولومیتی وارد آب‌های جوی می‌شود. این عمل سبب اشباع شدن این آب‌ها از کلسیم و تهنشست کلسیت به‌صورت رگچه‌ای و پُرکننده فضاهای خالی در مراحل پایانی کانه‌زایی شده است.

### کاربردهای اکتشافی

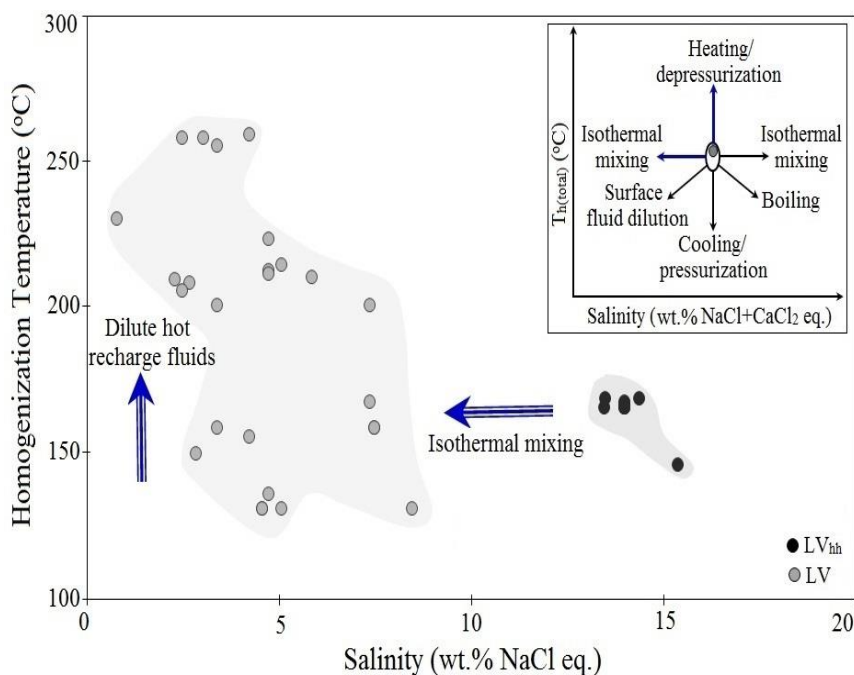
از نظر سنی، ذخایر تیپ MVT با سنگ میزبان کربناته در ایران متعلق به کامبرین زیرین، دونین، پرمین، تریاس میانی، ژوراسیک و کرتاسه هستند (راستاد و همکاران، ۱۳۸۱). کانسار فلئوریت (روی - سرب - باریت) میلاکوه - تویه و اثرهای معدنی منصوری و شورچشمه (رستمی پایدار، ۱۳۸۰؛ راستاد و همکاران، ۱۳۸۱) از جمله کانسارهای تیپ MVT غنی از فلئور با سن کامبرین زیرین محسوب می‌شوند. معدن تپه‌ریگ در باختر یزد (مهری، ۱۳۸۳) و معادن سیبزار، ازبک‌کوه و قلعه‌معدن در ایران مرکزی و حوضه طبس (وحدت‌پرست و رزم‌آرا، ۱۳۸۳؛ مهری و همکاران، ۱۳۸۹) جزء ذخایر سرب و روی با میزبان کربناته به سن دونین هستند. معدن سرب (باریت) دونا در البرز مرکزی، کانسار MVT با سن پرمین است (Bazargani Guilani, 1982). از کانسارهای تیپ MVT غنی از فلئور با سن تریاس میانی می‌توان به کانسار سرب و روی اورس‌کوه در البرز خاوری (لطفی و همکاران، ۱۳۹۴)، معادن فلئوریت پاچی‌میانا (علیرضایی، ۱۳۶۶؛ گرجی‌زاد، ۱۳۷۴؛ داودی، ۱۳۷۶؛ گرجی‌زاد و مختارپور، ۱۳۹۳) و شش‌رودبار (شریعتمدار، ۱۳۷۷؛ راستاد و شریعتمدار، ۱۳۸۰) در البرز مرکزی و معدن فلئوریت کمرمهدی (جمی و هاشمی تنگستانی، ۱۳۷۴؛ پیروزی، ۱۳۸۶) در ایران مرکزی اشاره کرد. معدن

### سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران محترم مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته به خاطر راهنمایی‌های علمی که منجر به غنای بیش‌تر مقاله حاضر گردیده است، تشکر نمایند.

ژئومتری ماده معدنی و قرارگیری آن در بخش‌های دولومیتی واحد  $K^1$  بیانگر نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری، سنگ‌شناسی و دگرسانی در تشکیل رگه‌های کانه‌دار در کانسار جرین است. از این رو، بررسی پهنه‌های گسلی در سنگ‌های کربناته واحد  $K^1$  به‌ویژه در مناطقی که با دگرسانی دولومیتی همراهی می‌شود، می‌تواند از نظر اکتشاف کانسارهای مشابه در البرز مرکزی و دیگر بخش‌های پهنه البرز حائز اهمیت باشد.

شکل ۱۰. نمودار دوتایی دمای همگن‌شدن نهایی در مقابل شوری برای داده‌های میان‌بارهای سیال در کانسار بارت - فلونوریت جرین. روندها نشان‌دهنده فرآیند آمیختگی و رقیق‌شدگی حین تحول سیال گرمایی می‌باشد. نمودار شماتیک داخلی بیانگر روندهای معمول میان‌بارهای سیال در فضای شوری - دمای همگن‌شدن ناشی از فرآیندهای مختلف تحول سیال (Wilkinson, 2001) می‌باشد.



### منابع

- ابراهیمی، م.، کوهستانی، ح.، شهیدی، ا.، ۱۳۹۴. بررسی تیپ و خاستگاه کانه‌زایی آهن در رخداد معدنی مسگر، جنوب زنجان، با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۷، شماره ۱، ص. ۱۱۱ - ۱۲۷.
- بلورچی، م.، ح.، حاجیان، ج.، ۱۳۵۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودر آهنگ. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پیروزی، م.، ۱۳۸۶. زمین‌شناسی، آنالیز رخساره، ژئوشیمی و ژنز کانسارهای فلوریت (سرب - باریم) کمرمهدی در سازند شتری، جنوب‌باختر طبس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- جمی، م.، هاشمی تنگستانی، م.، ۱۳۷۴. عناصر نادر خاکی کمیاب و میان‌بارهای سیال در فلورین‌های سفید، سبز و بنفش ناحیه کمرمهدی. دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- داودی، ع.، ۱۳۷۶. بررسی نحوه تشکیل کانسار پاچی‌میانا از دیدگاه ژئوشیمیایی، دیاژنز و نحوه قرارگیری کانسار در سنگ میزبان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. ۱۶۰ ص.
- راستاد، ا.، رستمی پایدار، ق.، فیض‌نیا، س.، قادری، م.، ۱۳۸۱. رخساره‌های کانه‌دار، سیالات درگیر و خاستگاه کانسار فلونورین (روی، سرب، باریم) میلاکوه - تویه در سازند کربناتی سلطانیه، البرز مرکزی، جنوب‌باختری دامغان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۶ - ۴۵، ص. ۲۱ - ۲.
- راستاد، ا.، شریعتمدار، ا.، ۱۳۸۰. کانسار فلونوریت شش‌رودبار (سوادکوه مازندران) محیط تشکیل و ساخت و بافت‌های رسوبی - دیاژنتیک آن. فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۲ - ۴۱، ص. ۳۷ - ۲۰.

- رستمی پایدار، ق.، ۱۳۸۰، آنالیز رخساره، ژئوشیمی و ژنز کانسار فلورین (روی، سرب، باریم) میلکوه - تویه، جنوب‌غرب دامغان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۱۸ ص.
- شرکت فارس جم ستون، ۱۳۹۲، گزارش پایان اکتشاف کانسنگ سلسنتین مادآباد. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان، ۱۱۶ ص.
- شریعتمدار، ا.، ۱۳۷۷، بررسی زمین‌شناسی و ژنز کانسار فلورین شش‌رودبار، سوادکوه مازندران براساس داده‌های حاصل از مطالعه آنالیز رخساره‌ای، ژئوشیمی و سیالات درگیر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۰۲ ص.
- شهیدی، ا.، ۱۳۹۱، پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مسگر (جنوب قیدار) با نگرشی بر کانه‌زایی آهن. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، ۵۲ ص.
- شهیدی، ع.، بهار فیروزی، خ.، ۱۳۸۰، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ حلب. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صالحی، ط.، ۱۳۸۷، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار روی - سرب (نقره) گمیش‌تپه، جنوب‌باختر زنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۲۱ ص.
- صالحی، ط.، قادری، م.، رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۸۹، کانی‌شناسی و ژئوشیمی عناصر نادر خاکی در کانسار روی - سرب - مس (نقره) گمیش‌تپه، جنوب‌غرب زنجان. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۲، شماره ۲، ص. ۲۳۵ - ۲۵۴.
- صالحی، ط.، قادری، م.، رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۴، کانه‌زایی اپی‌ترمال فلزات پایه - نقره در کانسار گمیش‌تپه، جنوب‌باختر زنجان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۷، ص. ۳۲۹ - ۳۴۶.
- علیرضایی، س.، ۱۳۶۶، پژوهش در چینه‌شناسی و چگونگی پیدایش کانسارهای فلئور، سرب، باریم در تریاس شرق البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- گرچی‌زاده، ح.، مختارپور، ح. ع.، ۱۳۹۳، پیدایش اسمیت‌زونیت (کانی غیرسولفیدی روی) در شرق البرز مرکزی و راهنماهای ژنتیکی پی‌جویی و اکتشاف آن در معدن
- پاچی‌میانا، مازندران. کنفرانس ملی علوم معدنی، ساری، سازمان نظام مهندسی معدن استان مازندران.
- گرچی‌زاد، ح.، ۱۳۷۴، مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، آنالیز رخساره‌ای و ژنز کانسار فلوریت پاچی‌میانا. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۸۶ ص.
- لطفی، م.، حکمتیان، م.، طبخ شعبانی، ا. ع.، مختاری، م. ع.، ۱۳۹۴، زمین‌شناسی و خاستگاه کانسار سرب و روی اورس‌کوه در البرز خاوری (استان سمنان). فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۶، ص. ۸۴ - ۷۳.
- لطفی، ز.، ۱۳۹۲، بررسی کانی‌زایی سرب، نقره (روی) خانجار با تاکید بر مطالعات سیالات درگیر و ارتباط آن با توده‌های نفوذی جنوب دامغان، استان سمنان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان ۱۰۰ ص.
- مجیدی فرد، م.، ر.، شافعی، ع.، ۱۳۸۵، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزبان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مختاری، م. ع.، ۱۳۹۴، طرح اکتشاف مس حسام‌آباد. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان، ۱۱۶ ص.
- مدبری، س.، ۱۳۷۴، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، آنالیز رخساره‌ای و ژنز کانسار راونج (دلیجان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۱۰ ص.
- مدبری، س.، راستاد، ا.، ۱۳۷۸، کانسار سرب و نقره راونج دلیجان شواهد نهشت رسوب و دیاژنتیک کانسنگ. سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- مهدیخانی، ب.، ۱۳۹۵، گزارش پایان عملیات اکتشاف سرب (نقره) گویچه بیلاق. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان، ۱۵۰ ص.
- مهری، ب.، ۱۳۷۷، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، آنالیز رخساره و ژنز کانسار سرب و نقره خانجار (جنوب‌غرب دامغان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۹۲ ص.
- مهری، ب.، ۱۳۸۳، بررسی زمین‌شناسی و تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ کانسار روی سرب تپه‌ریگ، شمال‌شرق اردکان - یزد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸۶ ص.
- مهری، ب.، راستاد، ا.، فیاضی، ف.، ۱۳۸۹، رخساره‌های کانه‌دار کانسار سرب - نقره (روی) خانجار، در توالی کربناته کرتاسه بالایی ایران مرکزی، جنوب دامغان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۵، ص. ۱۲ - ۳.
- وحدت‌پرست، م.، رزم‌آرا، م.، ۱۳۸۳، مطالعات کانی‌سازی و ژئوشیمیایی معدن روی سیبزار، ازبک‌کوه، طبس. هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- Adams, J.J., Rostron, B.J. and Mendoza, C.A., 2000, Evidence for two fluids mixing at Pine Point, NWT. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol: 69 - 70, p: 103 - 108.
- Bazargani Guilani, K., 1982, Die mittelpermischen schichtgebundenen Blei - Zink - Schwerspart - Lagerstätten des Kalwanga distriktes Zentral Alborz, Iran (mit besonderer Berücksichtigung des Duna - Grubenfeldes), Ruprecht - karl - Universität, Heidelberg Univ.
- Boiron, M.C., Cathelineau, M. and Richard, A., 2010, Fluid flows and metal deposition near basement/cover unconformity: lessons and analogies from Pb-Zn-F-Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits. *Geofluids*, Vol: 10(3), p: 270 - 292.

- Buchanan, L.J., de Vivo, B., Kramer, A.K. and Lima, A., 1981, Fluid inclusion study of Fiumarella barite deposit (Catanzaro - south of Italy). *Mineralium Deposita*, Vol: 16, p: 215 - 226.
- Cann, J.R. and Banks, D.A., 2001, Constraints on the genesis of the mineralization of the Alston Block, Northern Pennine Orefield, northern England. *Proceedings of the Yorkshire Geology Society*, Vol: 53(3), p: 187 - 196.
- Constantopoulos, J., 1988, Fluid inclusions and rare earth element geochemistry of fluorite from south - central Idaho. *Economic Geology*, Vol: 83, p: 626 - 636.
- Crawford, M.L., 1981, Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook Vol: 6*, p: 75 - 100.
- Ghazban, F., McNutt, R.H. and Schwarcz, H.P., 1994, Genesis of sediment - hosted Zn - Pb - Ba deposits in Irankuh district, Esfahan area, west - central Iran. *Economic Geology*, Vol: 89, p: 1262 - 1278.
- Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J., 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic materials. *Society for Sedimentary Geology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 31*, 199 pp.
- Gomez - Fernandez, F., Both, R.A., Mangas, J. and Arribas, A., 2000, Metallogenesis of Zn - Pb Carbonate - hosted mineralization in the southeastern region of the Picos de Europa (central northern Spain) province: geologic, fluid Inclusion, and stable isotope Studies. *Economic Geology*, Vol: 95, p: 19 - 40.
- Haas, J.L., 1971, The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, Vol: 66, p: 940 - 946.
- Hall, D.L., Cohen, L.H. and Schiffman, P., 1988, Hydrothermal alteration associated with the iron skarn deposit, Eastern Mojave Desert, San Bernardino County, California. *Economic Geology*, Vol: 83, p: 568 - 587.
- Hanor, J.S., 2000, Barite - celestine geochemistry and environments of formation. *Review in Mineral Geochemistry*, Vol: 40, p: 193 - 275.
- Hanor, J.S., 2001, Reactive transport involving rock buffered fluids of varying salinity. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol: 65, p: 3721 - 3732.
- Ineson, P.R., 1989. *Introduction to practical ore microscopy*. Longman Scientific and Technical, London, 181 pp.
- Kesler, S.E., 1977, Geochemistry of Manto fluorite deposits. Northern Coahuila, Mexico. *Economic Geology*, Vol: 72, p: 204 - 218.
- Kharaka, Y.K. and Hanor, J.S., 2007, Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins. *Treatise on Geochemistry*, Vol: 5, p: 1 - 48.
- Kinsland, G.L., 1977, Formation temperature of fluorite in the Lockport dolomite in Upper New York State as indicated by fluid inclusion studies—with a discussion of heat sources. *Economic Geology*, Vol: 72, p: 849 - 854.
- Leach, D.L. and Sangster, D.F., 1993, Mississippi Valley - type lead - zinc deposits. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thrope, R.I. and Duke, S.M. (Eds.), *Mineral deposit modelling*. Geological Association of Canada, p: 289 - 314.
- Leach, D.L. and Taylor, R.D., 2009, Mississippi Valley - type lead - zinc deposit model. *U.S. Geological Survey Open - File Report 2009 - 1213*, 5 p.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005, Sediment - hosted lead - zinc deposits: a global perspective. *Economic Geology*, 100<sup>th</sup> Anniversary, p: 561 - 608.
- Liaghat, S., Moore, F. and Jami, M., 2000, The Kuh - e - Surmeh mineralization, a carbonate - hosted Zn - Pb deposit in the simply folded belt of the Zagros Mountains, SW Iran. *Mineralium Deposita*, Vol: 35, p: 72 - 78.
- Lüders, V., Reutel, C., Hoth, P., Banks, D., Mingram, B. and Pettke, T., 2005, Fluid and gas migration in the North German Basin: fluid inclusion and stable isotope constraints. *International Journal of Earth Science*, Vol: 94(5 - 6), p: 990 - 1009.
- Momenzadeh, M., 1976, Stratabound lead - zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer - Esfahan district (West Central Iran). *Lithology, Metal content, Zonation and Genesis*. Ruprecht - Karl Universitat, Heidelberg Univ. 180 p.
- Naden, J., 1996, Calcic Brine: A Microsoft excel 5.0 add - in for calculating salinities from microthermometric data in the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. 6<sup>th</sup> PACROFI Symposium, Madison, USA.
- Nejadhaddad, M., Taghipour, B., Zarasvandi, A. and Karimzadeh Somarin, A., 2016, Geological, geochemical, and fluid inclusion evidences for the origin of the Ravanj Pb-Ba-Ag deposit, north of Delijan city, Markazi Province, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol: 25, p: 179 - 200.
- Paradis, S., Hannigan, P. and Dewing, K., 2007, Mississippi Valley - type lead - zinc deposits. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit - types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p: 185 - 203.
- Philips, G.N. and Evans, R., 2004, Role of CO<sub>2</sub> in the formation of gold deposits. *Nature*, Vol: 429, p: 860-863.
- Prokofiev, V.Y., Garofalo, P.S., Bortnikov, N.S., Kovalenker, V.A., Zorina, L.D., Grichuk, D.V. and Selektor, S.L., 2010, Fluid inclusion constraints on the genesis of gold in the Darasun District (Eastern Transbaikalia), Russia. *Economic Geology*, Vol: 105, p: 395-416.
- Rajabzadeh, M.A., 2007, fluid inclusion study of a large MVT barite - fluorite deposit: Komshecheh, Central Iran. *Iranian Journal of Science and Technology*, Vol: 31(1), p: 73 - 87.

- Richardson, C.K. and Holland, H.D., 1979a, The solubility of fluorite in hydrothermal solutions, an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 43, p: 1313 - 1325.
- Richardson, C.K. and Holland, H.D., 1979b, Fluorite deposition in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 43, p: 1327 - 1335.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, Vol: 12, 644 pp.
- Rowan, E.L. and Leach, D.L., 1989, Constraints from fluid inclusions on sulfide precipitation mechanisms and ore fluid migration in the Viburnum Trend lead district, Missouri. *Economic Geology*, Vol: 84, p: 1948 - 1965.
- Ruiz, J., Kelley, W.C. and Kaiser, C.J., 1985, Strontium isotopic evidence for the origin of barites and sulfides from the Mississippi Valley Type ore deposits in southeast Missouri - a discussion. *Economic Geology*, Vol: 80, p: 773 - 778.
- Ruiz, J., Kesler, S.E., Jones, L.M. and Sutter, J.F., 1980, Geology and geochemistry of the Las Cuevas fluorite deposit, San Luis Potosi, Mexico. *Economic Geology*, Vol: 75, p: 1200 - 1209.
- Sanchez, V., Vindel, E., Martin - Crespo, M., Corbella, M., Cardellach, E. and Banks, D.A., 2009, Sources and composition of fluids associated with fluorite deposits of Asturias (N Spain). *Geofluids*, Vol: 9(4), p: 338 - 355.
- Shahidi, E., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2015, Petrogenesis of the Miocene volcanic rocks at Mesgar area, south Gheidar, Iran. *Geochemistry Journal*, Vol: 2(2), p: 6 - 10.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985, A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow, 239 pp.
- Souissi, F., Dandurand, J.L. and Fortune, J.P., 1997, Thermal and chemical evolution of fluids during fluorite deposition in the Zaghouan province, north - eastern Tunisia. *Mineralium Deposita*, Vol: 32, p: 257 - 270.
- Steele - Macinnis, M., Bodnar, R.J. and Naden, J., 2011, Numerical model to determine the composition of H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 75, p: 21 - 40.
- Sterner, S.M., Hall, D.L. and Bodnar, R.J., 1988, Synthetic fluid inclusions V: solubility relations in the system NaCl - KCl - H<sub>2</sub>O under vaporsaturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 52(5), p: 989 - 1005.
- Stöcklin, J., 1968, Stratigraphic lexicon of Iran. Part - 1: central, north, and east Iran. Geological Survey of Iran, Report No. 18, Tehran.
- Sverjensky, D.A., 1984, Oil field brines as ore - forming solutions. *Economic Geology*, Vol: 79, p: 23 - 37.
- Tornos, F., Casquet, C., Locutura, J. and Collado, R., 1991, Fluid inclusions and geochemical evidence for fluid mixing in the genesis of Ba-F (Pb-Zn) lodes of the Spanish Central System. *Mineralogical Magazine*, Vol: 55(2), p: 225 - 34.
- Van Den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2001, Fluid inclusion petrography. In: Andersen, T., Frezzotti, M. L., Burke, E.A.J. (Eds.): Fluid inclusions: phase relationships - methods applications (special issue). *Lithos*, Vol: 55, p: 1 - 4, 320 pp.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock - forming minerals. *American Mineralogist*, Vol: 95, p: 185 - 187.
- Wilkinson, J.J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, Vol: 55, p: 229 - 272.
- Williams - Jones, A.E., Schrijver, K., Doig, R. and Sangster, D.F., 1992, A model for epigenetic Ba - Pb - Zn mineralization in the Appalachian Thrust belt, Quebec: evidence from fluid inclusions and isotopes. *Economic Geology*, Vol: 87, p: 154 - 174.