

## زمین‌شیمی سنگ میزبان دولومیتی و ریزدما سنجی میانبارهای سیال در کانسار روی - سرب دره زنجیر، استان یزد

فرید مر<sup>۱</sup>، بتول تقی‌پور<sup>۲\*</sup>، الهام ساجدیان<sup>۳</sup>

۱- استاد زمین‌شناسی اقتصادی و زیست‌محیطی، گروه علوم زمین، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

۲- استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، گروه علوم زمین، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

۳- کارشناس ارشد اقتصادی، گروه علوم زمین، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

\* عهده‌دار مکاتبات: taghipour@shirazu.ac.ir

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۴/۲۹، پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۵/۲۰

### چکیده

کانسار دره زنجیر در ۳۰ کیلومتری جنوب غربی یزد در زون زمین‌ساختی ایران مرکزی قرار دارد. میزبان کانسار روی و سرب، سنگ‌های آهکی کرتاسه می‌باشد که در اغلب موارد متحمل دولومیتی شدن شده است. کانه‌زایی در این سنگ‌های آهکی اغلب در شکستگی‌های گسلی، مناطق برشی و حفره‌های انحلالی رخ داده است. همیافتی کانیایی ساده بوده و شامل اسفالریت، گالن، سروسیت، اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت، کلسیت و دولومیت می‌شود. کانه‌زایی بیشتر در سنگ‌های کربناتی دولومیتی شده رخ داده است. دولومیتی شدن در مرحله اول و کانه‌زایی سولفیدی در مراحل پایانی کانی‌سازی رخ داده است. مطالعات زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که ترکیب دولومیت‌های سنگ میزبان استوکومتریکی بوده و در شرایط کاهش، در محیط دفنی و در یک سامانه باز شکل گرفته است. با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ میزبان دولومیتی، غلظت Sr در دولومیت نسبت به کانسار افزایش یافته، و با افزایش فاصله از کانسار مقدار Sr کاهش می‌یابد. پتروگرافی میانبارهای سیال روی اسفالریت نشان می‌دهد که اغلب میانبارها دوفازی (L>V) می‌باشد. نتایج ریزدماسنجی نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدگی از ۸۰ تا ۱۸۷ درجه سانتی‌گراد و شوری سیال کانه‌ساز از ۷ تا ۲۰ درصد وزنی معادل NaCl در تغییر است. شوری متوسط (میانگین ۱۶ درصد وزنی معادل NaCl)، دمای پایین (میانگین ۱۳۳ °C) و عدم وجود فاز کلاتریت نشانگر تشکیل کانسار از سیالات حوضه‌ای می‌باشد. با توجه به پراکندگی داده‌های میانبار سیال، در تشکیل این نوع کانسار دو یا چند سیال با ترکیب شیمیایی متفاوت نقش داشته است. با توجه به نتایج این تحقیق، کانسار روی و سرب دره زنجیر قابل مقایسه با کانسارهای روی-سرب تیپ دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: دولومیتی شدن، کانی‌زایی روی و سرب، میانبار سیال، MVT، دره زنجیر

### ۱- مقدمه

کرتاسه گزارش شده‌اند. مهم‌ترین ایالت‌های فلززایی سرب و روی کشور در زون‌های سنندج-سیرجان، ایران مرکزی و البرز قرار دارد (Farjoud, 1991). کانسار روی-سرب-باریت مهدی‌آباد یکی از مهم‌ترین کانسارهای سرب و روی در ایران مرکزی می‌باشد. از دیگر کانسارهای این پهنه می‌توان به کانسار دره زنجیر اشاره کرد، که در ادامه به طور مفصل مورد بحث قرار خواهد گرفت.

ذخایر سرب و روی با سنگ میزبان کربناتی که بخشی از یک زون فلززایی را تشکیل می‌دهند، بیشتر نزدیک به زون‌های حاشیه‌های قاره‌ای توسعه یافته‌اند (Zhang & Frantz, 1987). ذخایر نوع MVT در یک افق مشخص چینه‌شناختی تشکیل می‌شوند، بنابراین لایه کران و سطحی‌زاد هستند. سنگ درون‌گیر این ذخایر اغلب دولومیت و سنگ آهک دولومیتی، و به ندرت ماسه‌سنگ کربناتی است. گالن، اسفالریت، باریت، فلوریت، کلسیت و دولومیت از کانی‌های اصلی این تیپ کانسارها هستند. دگرسانی سنگ دیواره نیز شامل دولومیتی شدن و سیلیسی شدن می‌شود، و عمق تشکیل

ذخایر سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) از مهم‌ترین منابع سرب و روی جهان می‌باشد که اغلب در یک توالی ضخیم کربناتی که در آب‌های کم عمق محیط‌های نزدیک به سواحل دریای گرم تشکیل شده‌اند (Leach et al., 2003). شوری بالای سیالات کانه‌ساز، قرارگیری در محدوده‌ای به وسعت صدها کیلومتر و ایجاد یک ایالت فلززایی از ویژگی‌های این کانسارها است (Leach et al., 2001). کانسارهای نوع MVT فراوان‌ترین کانسارهای سرب و روی در ایران می‌باشد، و تقریباً ۶۰۰ ذخیره و رخداد شناخته شده سرب و روی با سنگ میزبان کربناتی در ایران گزارش شده است (Dixon and Pereira, 1974; Ehya et al., 2010). از دیدگاه زایشی بیشتر ذخایر سرب و روی واقع در سنگ‌های میزبان کرتاسه ایران به ذخایر نوع MVT شباهت دارد (Adabi & Jamalian, 2006). بیشترین ذخایر سرب و روی شناخته شده ایران در سنگ میزبان‌های

کانسنگ معمولاً کمتر از ۲ کیلومتر است (Barron, 1983).  
به طور کلی ذخایر با سنگ میزبان کربناتی همانند ذخایر نوع دره می‌سی‌سی‌پی، آلبی، ایرلندی و سدکس در ارتباط با گردش سیال، انتقال و رسوب فلزات در حوضه‌های رسوبی است. ذخایر نوع دره MVT بر خلاف ذخایر سدکس سطحی‌زاد هستند و فلزات می‌توانند ده‌ها میلیون سال بعد از نهشت رسوبات تشکیل شوند. این ذخایر از سیالاتی با دمای نسبتاً پایین ( $150^{\circ}\text{C}$ ) شکل می‌گیرند و بیشتر با اسفالریت، گالن، فلوریت و باریت همراه می‌باشند (Robb, 2005). در حالی که ذخایر نوع ایرلندی در ارتباط با سیالاتی با دمای نسبتاً بالاتر (تقریباً  $250^{\circ}\text{C}$  -  $270^{\circ}\text{C}$ ) بوده است و احتمالاً در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی می‌باشد.

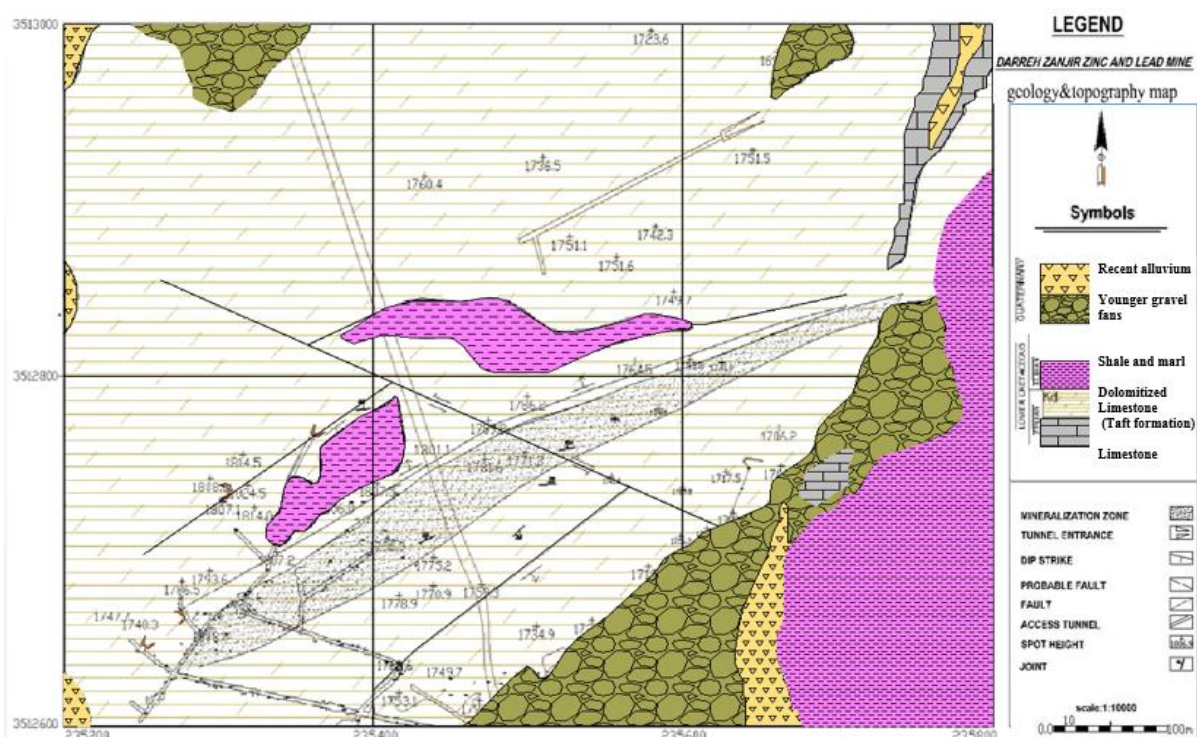
کانسار سرب و روی دره زنجیر در ۳۰ کیلومتری جنوب غرب یزد، و در ۵ کیلومتری شهرستان تفت قرار دارد. منطقه کانسار بین طول‌های جغرافیایی  $31^{\circ}44'00''$  و  $54^{\circ}14'00''$  و عرض‌های جغرافیایی  $31^{\circ}42'00''$  و  $31^{\circ}44'00''$  واقع شده است. ساجدیان، (۱۳۹۰) این کانسار را از نوع دره MVT معرفی کرده است. این پژوهش برای نخستین بار به مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و تعیین منشأ سیالات سازنده کانسار سرب و روی دره زنجیر با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی و میانبارهای سیال می‌پردازد. مطالعه سیالات درگیر نیز به عنوان کلید ارزشمندی در درک مسائل گذشته زمین‌شناسی از قبیل دما، فشار، شوری، چگالی و همچنین ترکیب سیالاتی که تشکیل‌دهنده سنگ‌ها و کانی‌ها بوده و یا طی فرآیندهای بعدی از داخل آنها عبور کرده‌اند، نقش دارد. همچنین از اهداف دیگر این تحقیق، تعیین سازوکار فرایند دولومیتی شدن، نقش دولومیتی شدن در کانه‌زایی و بررسی جهت جریان سیال می‌باشد.

## ۲- مواد و روش‌ها

مطالعات میدانی در بهار ۱۳۸۹ و طی چندین روز کار صحرایی در منطقه معدنی دره زنجیر انجام شد. با توجه به اهداف پژوهش، برای مطالعات زمین‌شیمیایی ۶ نمونه مربوط به کانسنگ سرب و روی و ۲ نمونه مربوط به سنگ میزبان دولومیتی و آهکی انتخاب شد. تجزیه نمونه‌های سنگ و کانسنگ با استفاده از روش جذب اتمی (مدل Shimadzu-AA680) در آزمایشگاه دانشگاه شیراز انجام شد (جدول ۲). سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میانبارهای سیال در ۸ نمونه از کانی اسفالریت با استفاده از نمونه‌های دوبرسیقل صورت پذیرفت. اندازه‌گیری پارامترهای دمایی در آزمایشگاه کانی‌شناختی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به کمک صفحه گرم و سرد کننده Linkam مدل THMS600 نصب شده بر روی میکروسکوپ Zeiss صورت گرفت. گستره گرمایی دستگاه ۱۹۶- تا  $+600^{\circ}\text{C}$  درجه سانتی‌گراد است. همچنین این دستگاه مجهز به دو کنترل‌گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)، مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (برای خنک کردن دستگاه در دمای بالا) است. برای کالیبره کردن گرمایش از استاندارد نیترات سزیم (نقطه ذوب  $414^{\circ}\text{C}$ )، و برای کالیبراسیون سرمایش از هگزان (نقطه ذوب  $94.3^{\circ}\text{C}$ ) استفاده شد. دقت دماهای اندازه‌گیری شده در سرمایش  $\pm 0.2$  و در گرمایش  $\pm 0.6$  درجه سانتی‌گراد می‌باشد. مطالعات سنگ‌نگاری میانبارها با بزرگنمایی‌های ۲۰۰، ۵۰۰، ۶۲۵، ۸۰۰، ۱۲۵۰ انجام گرفته است.

## ۳- جایگاه زمین‌شناسی

ایران مرکزی پیکره اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده و افزون بر اینکه خود به عنوان یک واحد ساختاری عمده به شمار می‌آید در بردارنده شماری زیر مجموعه از نظر تکتونیکی و فلززایی است. از این رو با توجه به تنوع واحدهای تکتونیکی و سنگ‌شناسی می‌توان شاهد فرآیندهای مختلف فلززایی و در نتیجه کانی‌سازی‌های گوناگون در مقیاس‌های مختلف در این زون ساختاری بود. در محدوده معدنی دره زنجیر سنگ‌های آهکی خاکستری تیره رنگ توده‌ای تا ضخیم لایه اوربیتولین دار سازند تفت به سن آپتین-آلبین و نهشته‌های شیلی نازک لایه سبز رنگ آلبین که بر روی آن واقع می‌باشد، رخنمون دارد (حاج ملاعلی و مجیدی‌فر، ۱۳۷۹). از دیدگاه ساختاری سنگ آهک سازند تفت به صورت یک سفره رورانده با شیب ۵ تا ۱۰ درجه بر روی شیل‌های سبزرنگ آلبین رانده شده است. در نتیجه شیل‌های سبزرنگ آلبین در زیر رسوبات سنگ آهکی سازند تفت رخنمون دارند (شکل ۱). در امتداد خط روراندگی، بخش وسیعی از سنگ آهک سازند تفت به شدت دولومیتی شده و به رنگ قهوه‌ای روشن، زرد تا کرم دیده می‌شود. وجود بقایایی از سنگ آهک خاکستری در زون دولومیتی شده نشان‌دهنده ثانویه بودن دولومیت و تشکیل شدن آن از سنگ آهک سازند تفت است. سنگ آهک سازند تفت به شدت حفره‌دار (لانه زنبوری) است و دارای تعداد زیادی فسیل‌های اوربیتولین، دوکفه‌ای و جلبک می‌باشد. شیل‌های آلبین که هم‌ارز شیل‌های بیابانک می‌باشند، شامل ردیفی از شیل‌های نازک لایه و واحدهای کربناتی و سیلتی با رنگ ظاهری سبز و خاکستری می‌باشد که حاوی میان‌لایه‌های آهک ماری، و ماسه‌ای کرم تا خاکستری روشن بوده و فسیل آمونیت در آنها دیده می‌شود. سنگ آهک و دولومیت‌های سازند تفت دارای فرسایشی خشن و صخره‌ساز هستند، درحالی که شیل‌های آلبین دارای فرسایشی ملایم و به صورت تپه‌های کم ارتفاع با سطوح فرسایشی صاف دیده می‌شوند (شکل ۲). کانی‌سازی عمدتاً به شکل کانه‌های سرب و روی (سروسیت و اسمیت‌زونیت) و کالامین (همی‌مورفیت) همراه با سولفیدهای سرب و روی (گالن و اسفالریت) رخ داده است، که به صورت رگچه‌های نازک قطع کننده و یا پرکننده حفرات در سنگ میزبان دولومیتی جای گرفته‌اند. کانی‌های باطله نیز شامل دولومیت، آنکریت، سیدریت، کلسیت، گوتیت، هماتیت و لیومیت می‌شود. ماده معدنی در بخش‌های فوقانی کربناتی، و در عمق سولفیدی است. کانسنگ در بخش‌های غیرسولفیدی حالت رگه‌ای تا توده‌ای دارد، در حالی که در بخش سولفیدی، به صورت پارکانسنگ (Patchy Ore) در ابعاد ۱ تا ۴ سانتی‌متری دیده می‌شود (Ghazban et al., 1994).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از چهارگوش زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ یزد (حاج ملاعلی و مجیدی‌فر، ۱۳۷۹) و موقعیت مناطق کانه‌زایی معدن دره زنجیر



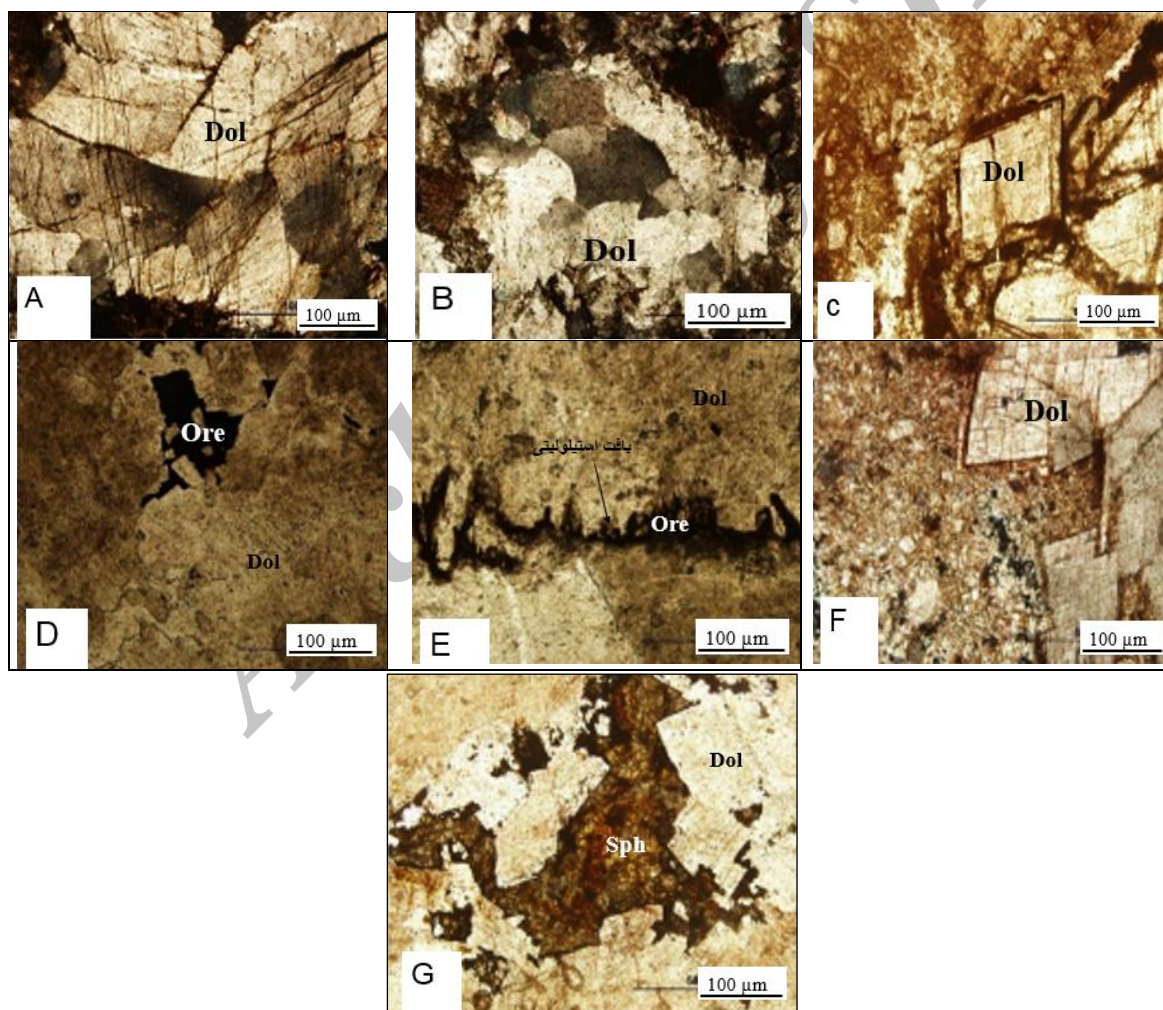
شکل ۲- نمای کلی از کانسار دره زنجیر، سه واحد اصلی سنگ آهک سازند تفت، دولومیت سازند تفت و شیل‌های سبز قابل مشاهده است که به علت عملکرد گسل رورانده دره زنجیر طبقات شیلی در زیر قرار گرفته‌اند (نگاه به سمت شمال)

دولومیت‌ها از نوع زین‌اسبی (Saddle)، اغلب درشت بلور، بی‌شکل، با خاموشی موجی و پرکننده حفرات و شکستگی‌ها هستند، بافت بخش‌های دولومیتی شده دانه‌ای می‌باشد. این بلورها دارای سطوح انحنادار، خاموشی

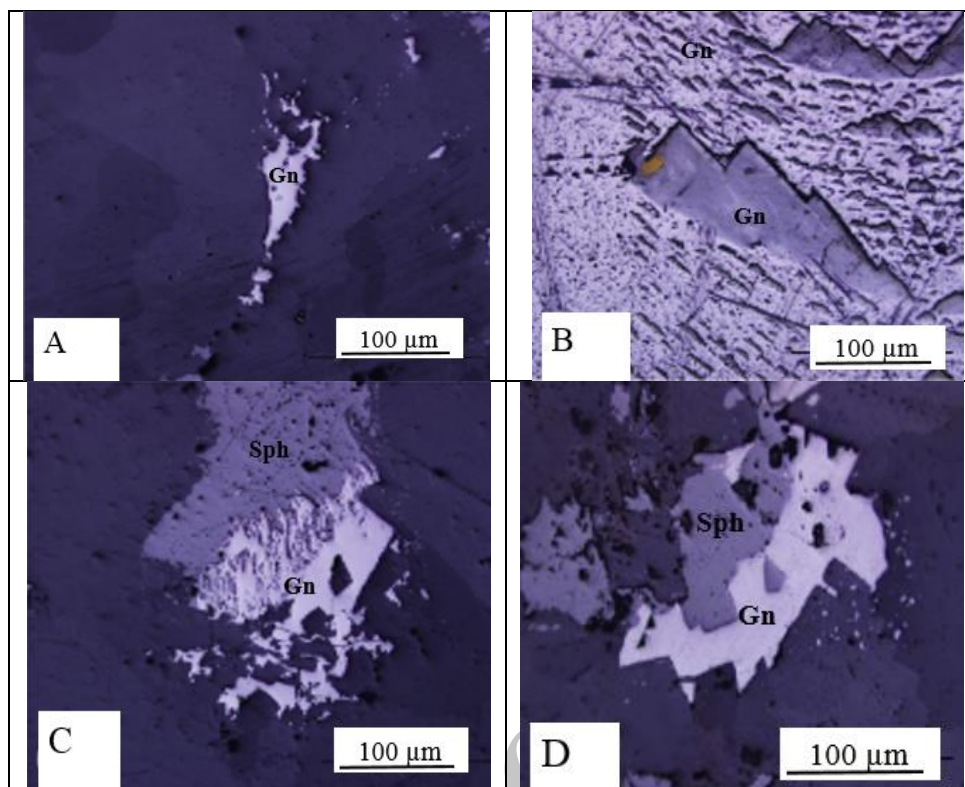
۴- پتروگرافی و کانی‌شناسی  
دولومیت‌های کرتاسه زیرین سنگ میزبان کانسار هستند، این

شده است نیز دیده می‌شود (شکل ۳-E). اسفالریت فراوان‌ترین کانه مشاهده شده در دولومیت‌ها می‌باشد. این کانی به شکل پرکننده فضای خالی (Open space filling) بین دولومیت‌های بلورین دانه‌درشت دیده می‌شود (شکل ۳-G). بنابراین اسفالریت بیشتر از شکل فضاهای خالی تبعیت می‌کند و در مواردی نیز به شکل اسکلتی دیده می‌شود. گالن نیز در مقیاسی کوچکتر از اسفالریت تبعیت می‌کند (شکل ۴-A). گالن به شکل رگچه‌های گسسته در اسفالریت نیز دیده می‌شود. این کانی با بافت ویژه خود یعنی حفرات میکروسکوپی سه گوش مشخص است (شکل ۴-B)، و بافت بررشدی آن بر اسفالریت (شکل ۴-C) نشان‌دهنده تکوین آن در گام پسین نسبت به اسفالریت است. در برخی موارد درهم‌رشدی (Intergrowth) گالن و اسفالریت نیز دیده می‌شود (شکل ۴-D). جدول ۱ توالی پاراژنزی کانی‌های تشکیل شده در منطقه دره زنجیر را نشان می‌دهد.

موجی، و آغشتگی به اکسیدهای آهن می‌باشند (شکل‌های ۳-A-B). آغشتگی حاشیه بلورهای دولومیت به اکسیدهای آهن، ممکن است ناشی از فرآیند اکسایشی پسین تبدیل  $Fe^{+2}$  به  $Fe^{+3}$  ساختاری باشد. این‌گونه اکسیدهای آهن بیشتر به شکل بررشدی (Overgrowth) بر روی دولومیت دیده می‌شوند، و بافت برشی در بخش‌های دولومیتی شده به وضوح دیده می‌شود (شکل ۳-C). بلورهای دولومیت زون‌بندی نشان می‌دهند، این‌گونه زون‌بندی با تمرکز اکسیدهای آهن در برخی زون‌ها بارزتر می‌شود. بلورهای دولومیت‌های دانه‌ای در برخی نواحی داخلی خود حالت ابری نشان می‌دهند که احتمالاً به دلیل حضور میانبار (سیال یا جامد) بسیار ریز و متمرکز و یا آثار برجای مانده از کلسیت اولیه باشد (شکل ۳-D). در برخی موارد دولومیت‌های خود شکل بطور پراکنده در زمینه دولومیت‌های برشی دیده می‌شوند (شکل ۳-E). آغشتگی به اکسیدهای آهن در بخش‌های برشی بارزتر است. شپچی از ساختار استیلولیتی که توسط کانه پر



شکل ۳- بافت دانه‌ای، خاموشی موجی، و آغشتگی بلورهای دولومیت به اکسیدهای آهن. شکستگی یا پرشدگی اکسیدهای آهن در دولومیت‌های زمین‌اسبی، خاموشی موجی و سطوح انحنادار (A و B). بررشدی (Overgrowth) اکسیدهای آهن بر روی دولومیت خودشکل (C). بخش‌های ابری در دولومیت‌های زمین‌اسبی (D). ساختار شبه استیلولیتی که با کانه پر شده است (E). بافت برشی، رخ‌های واضح در بلورهای شکل‌دار دولومیت و سطوح انحنادار (F). اسفالریت با بافت پرکننده فضای خالی دولومیت‌ها (G). Dol: دولومیت، Sph: اسفالریت و Ore: کانه. تمامی عکس‌ها در نور ppl گرفته شده است.



شکل ۴- گالن به شکل قطعات ریز منفرد یا رگچه‌های گسسته در اسفالریت (A)، رخ‌های سه گوش در گالن (B)، رشد تداخلی گالن-اسفالریت (C)، بر رشدی گالن (سفید) بر روی اسفالریت (خاکستری روشن) (D). Gn: گالن و Sph: اسفالریت. تمامی عکس‌ها در نور ppl گرفته شده است.

جدول ۱- توالی پاراژنزی کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار دره زنجیر

Stage Mineral	Early mineralization	Main mineralization	Late mineralization
Calcite	*****		*****
Dolomite	*****		
Siderite	*****		
Ankerite	*****		
Barite			*****
Fluorite			*****
Sphalerite		*****	
Galena		*****	
Cerussite			*****
Hemimorphite			*****
Smithsonite			*****
Hematite			*****
Goethite			*****
Limonite			*****

## ۵- زمین شیمی سنگ میزبان

سیال دولومیتی کننده بستگی دارد، بنابراین اندازه‌گیری غلظت عناصر منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن در دولومیت‌ها می‌تواند به تشخیص سیال دولومیتی کننده کمک نماید. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگ میزبان کانسار دره زنجیر در جدول ۲ آورده شده است.

بر اساس پژوهش‌های (Rao, 1996), (Land, 1985) و (Veizer, 1983) از آنجا که تغییرات شیمیایی دیاژنزی تا حد زیادی به ترکیب

جدول ۲- نتایج زمین شیمی عناصر اصلی و فرعی ۸ نمونه از سنگ میزبان در کانسار دره زنجیر

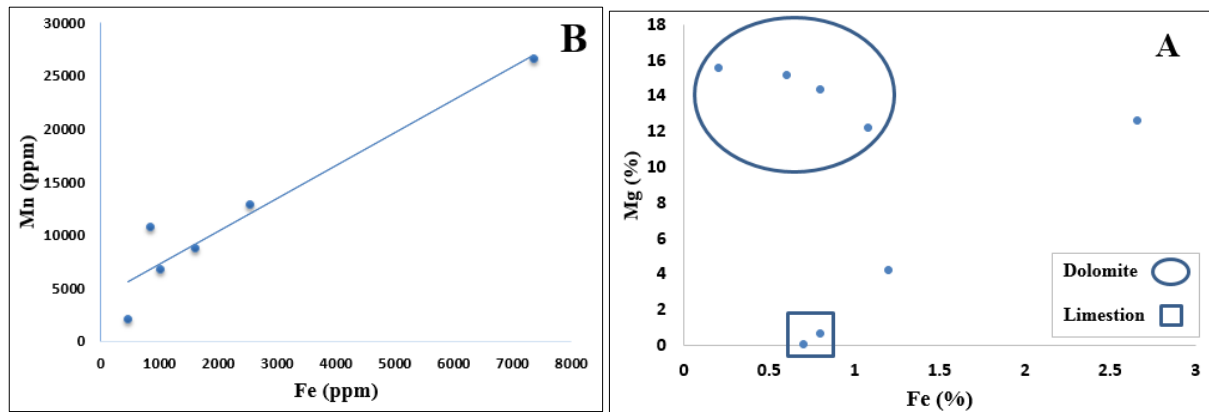
Sample	DOL 1	DOL 2	DOL 3	DOL 4	DOL 5	DOL 6	Lim 1	Lim 2
Ca (%)	۲۱/۱	۲۲/۳	۲۲/۸	۱۸/۴	۲۳/۸	۵/۹۶	۱۴/۷	۰/۸۹
Mg (%)	۱۲/۶	۱۴/۴	۱۵/۶	۱۲/۲	۱۵/۲	۴/۲۴	۰/۶۹	۰/۰۵
Fe (ppm)	۲۶۶۰۰	۸۸۳۰	۲۱۳۰	۱۰۸۰۰	۶۷۹۰	۱۲۹۰۰	۸۵۸۰	۷۹۴۰
Mn (ppm)	۷۳۵۰	۱۶۰۰	۴۶۱	۸۴۴	۱۰۲۰	۲۵۴۰	۲۵۰	۲۱
Sr (ppm)	۸۱/۶	۸۷/۳	۶۲/۱	۵۱/۶	۶۳/۸	۲۳	۳۳۵	۶۷/۷
Na (ppm)	۴۶۳	۴۲۲	۲۴۵	۱۹۷	۵۷۸	۵۰	۳۳۹	۱۳۰

(Tucker & Wright, 1990). به همین دلیل رسوب‌شناسان از غلظت منگنز برای تعیین محیط دولومیتی‌شدن استفاده می‌کند. میانگین غلظت Fe و Mn در سنگ آهک سازند تفت به ترتیب ۸۲۶۰ و ۱۳۲۵ ppm، و در دولومیت‌های این سازند ۱۱۳۴۲ و ۲۳۰۲ ppm می‌باشد. از آنجا که آهن و منگنز جانشین منیزیم می‌شوند، بنابراین غلظت بالاتر منگنز و آهن در دولومیت‌ها به دلیل فراوانی منیزیم در دولومیت نسبت به سنگ آهک است (Rao, 1996).

ضریب توزیع منگنز و آهن در دولومیت‌ها بزرگتر از یک است و با رسم غلظت‌های Fe و Mn در مقابل Mg می‌توان نمونه‌های آهکی را از دولومیتی جدا کرد (Veizer, 1983, Lumsden et al., 1989). همانطور که در شکل (A-۵) دیده می‌شود، دو نمونه از دولومیت‌های منطقه دره زنجیر خارج از محدوده دولومیت‌ها در نمودارهای Mg در مقابل Fe قرار می‌گیرند. این موضوع به احتمال زیاد به دلیل بالا بودن غلظت منگنز و آهن در این نوع دولومیت‌هاست که احتمالاً نشان‌دهنده برقرار شدن شرایط اکسایشی و نهشت کانی‌های آهن و منگنزدار به همراه دولومیت است. همچنین طبق مطالعات صورت گرفته توسط Adabi and Mahmoodi (2004)، به دلیل بالاتر بودن آهن و منگنز در آب‌های شیرین نسبت به آب دریا، غلظت این عناصر در دولومیت‌های تشکیل شده در منطقه آمیختگی بویژه در شرایط کاهشی بیشتر است. رسم غلظت آهن در مقابل منگنز در دولومیت‌های سازند تفت نشان می‌دهد که این دو عنصر همبستگی مثبتی دارند. به طوری که با افزایش غلظت آهن، غلظت منگنز نیز افزایش می‌یابد (شکل B-۵). افزایش همزمان این دو عنصر می‌تواند به دلیل افزایش آهن و منگنز در شار دیاژنزی منطقه آمیختگی و شرایط کاهشی حاکم بر محیط تشکیل آنها باشد.

غلظت سدیم در دولومیت‌های سازند تفت در گستره‌ای بین ۵۰ تا ۵۷۸ ppm قرار داشته و میانگین آن ۳۲۵ ppm است (جدول ۲)، که با توجه به غلظت سدیم در دولومیت‌های عهد حاضر (بین ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ ppm) (Sibely & Gregg, 1987)، این مقدار در سازند تفت به نسبت پایین می‌باشد. پایین بودن سدیم در دولومیت‌ها نشان‌دهنده نزدیک بودن ترکیب کانی‌های دولومیت تشکیل‌دهنده به ترکیب استوکیومتریکی است. پایین بودن غلظت سدیم در دولومیت‌های سازند تفت همچنین می‌تواند به دلیل شوری پایین سیال مادر (مشاهده نشدن میانبارهای جامد NaCl) و آزاد نشدن سدیم از کانی‌های رسی طی فرایند دیاژنزی باشد (Akçay et al., 2003, Kirmac & Ackdag, 2005). براساس نظر Rao (1996)، غلظت سدیم در دولومیت‌هایی که حاصل منطقه آمیختگی آب‌های شیرین و شور می‌باشد، به مراتب کمتر از دولومیت‌هایی است که در محیط‌های دریایی و یا در آب‌های شور تشکیل می‌شوند. (Rao, 1996). بر این باور است که غلظت سدیم در این‌گونه دولومیت‌ها در مراحل پایانی دیاژنزی پایین آمده و مانند استرانسیم در دولومیت‌های استوکیومتریکی ناچیز می‌باشد.

گستره غلظت Fe در دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه بین ۲۱۳۰ تا ۲۶۶۰۰ ppm با میانگین ۱۱۳۴۱ ppm و گستره غلظت Mn بین ۴۶۱ تا ۷۳۵۰ ppm با میانگین ۲۳۰۲ ppm می‌باشد. آهن و منگنز به طور معمول بر خلاف سدیم و استرانسیم طی دیاژنزی به سنگ افزوده شده و همبستگی خوبی با یکدیگر دارند (Land & Hoops, 1973, Burnes & Baker, 1986). از سوی دیگر غلظت بیشتر Mn به شرایط کاهشی حاکم بر محیط بستگی دارد، بدین ترتیب که در شرایط اکسیده سطحی که دیاژنزی اولیه رخ می‌دهد غلظت Mn پایین و در دولومیت‌های حاصل مراحل پایانی دیاژنزی که معمولاً در اعماق زیادی صورت می‌گیرد، غلظت Mn بیشتر است



شکل ۵- A- تفکیک دولومیت‌ها از سنگ‌های آهکی سازند تفت در منطقه دره زنجیر با استفاده از نمودار Mg در مقابل Fe. شکل ۶- B- نمودار Fe در مقابل Mn، تغییرات Fe نسبت به Mn روند افزایشی را نشان می‌دهد.

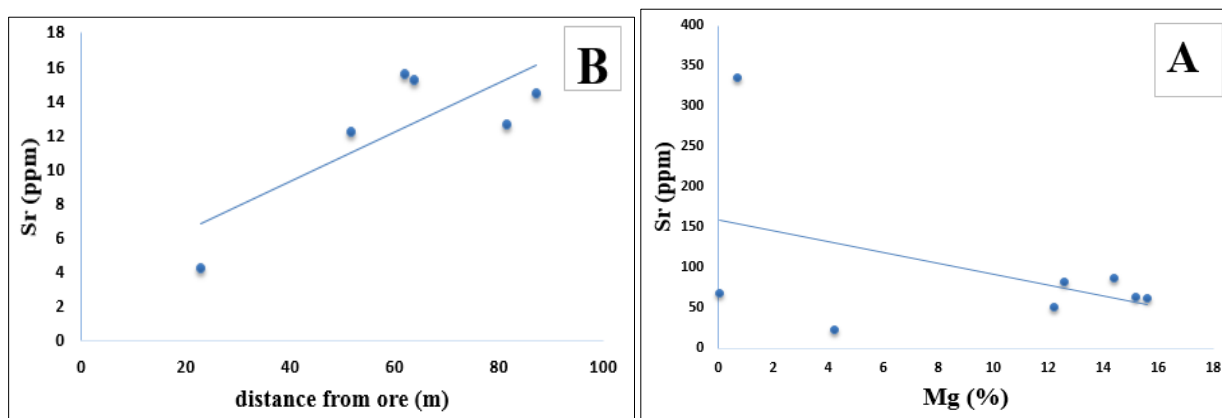
بلورهای دولومیت، تهی بودن سیال دیاژنتیکی از استرانسیم و پایین بودن ضریب توزیع استرانسیم (کمتر از ۱) باشد.

#### ۶- جهت جریان سیال در فرآیند دولومیتی شدن

تغییر غلظت عناصر کمیاب و فرعی در دولومیت می‌تواند جهت حرکت سیال در طول دیاژنز را آشکار کند (Veizer, 1983, Barnaby & Read, 1992). برای مثال در یک سیال آبدار به گونه‌ای توزیع می‌شود که ضریب توزیع  $Mn^{+2}$  و  $Fe^{+2}$  بیشتر از یک می‌باشد. بنابراین این یون‌ها به طور ترجیحی در دولومیت‌ها تمرکز می‌یابند. در مقابل، ضریب توزیع  $Sr^{+2}$  کمتر از یک است و این بدین معنی است که با گذشت زمان مقدار  $Mg^{+2}$ ,  $Ca^{+2}$  در سیال دولومیتی کننده سنگ آهک کاهش می‌یابد و در نتیجه در پایین دست جریان مقدار کمتری  $Mn^{+2}$  و  $Fe^{+2}$  برای دولومیتی کردن سنگ آهک در دسترس است. همزمان نسبت  $Sr^{+2}/Ca^{+2} + Mg^{+2}$  افزایش می‌یابد و بنابراین در پایین دست جریان  $Sr^{+2}$  بیشتر وارد ساختار دولومیت می‌شود. در نتیجه دولومیت‌هایی که در پائین دست جریان تشکیل می‌شوند  $Mn^{+2}$  و  $Fe^{+2}$  کمتر و  $Sr^{+2}$  بیشتری خواهند داشت (Gregg & Shelton, 1989). داده‌های جدول ۲ روند تغییر ترکیب دولومیت را با افزایش فاصله از کانسار (تا فاصله ۲ متری از ماده معدنی) نشان می‌دهد. همانگونه که در شکل ۶-B نیز نشان داده شده است، در نزدیکی کانسار غلظت Sr در دولومیت افزایش و با افزایش فاصله مقدار Sr کاهش می‌یابد. در حالی که غلظت‌های Fe و Mn تغییر چندانی نمی‌کند.

غلظت Sr در دولومیت‌های سازند تفت بین ۲۳ تا ۸۷ ppm (میانگین ۶۱ ppm) و در سنگ آهک این سازند بین ۶۷ تا ۳۳۵ ppm (میانگین ۲۰۱ ppm) است (جدول ۲). پایین بودن غلظت استرانسیم در دولومیت نسبت به سنگ آهک، بیشتر به دلیل ضریب توزیع کمتر استرانسیم در دولومیت است (Veizer, 1983). رسم Sr در مقابل Mg همبستگی منفی این عناصر را نشان می‌دهد (شکل ۶-A). این همبستگی منفی به احتمال زیاد ناشی از کمتر بودن مواضع اشغال شده توسط کلسیم در دولومیت نسبت به سنگ آهک و در نتیجه کاهش مواضع مناسب برای جایگزینی Sr در شبکه دولومیت می‌باشد.

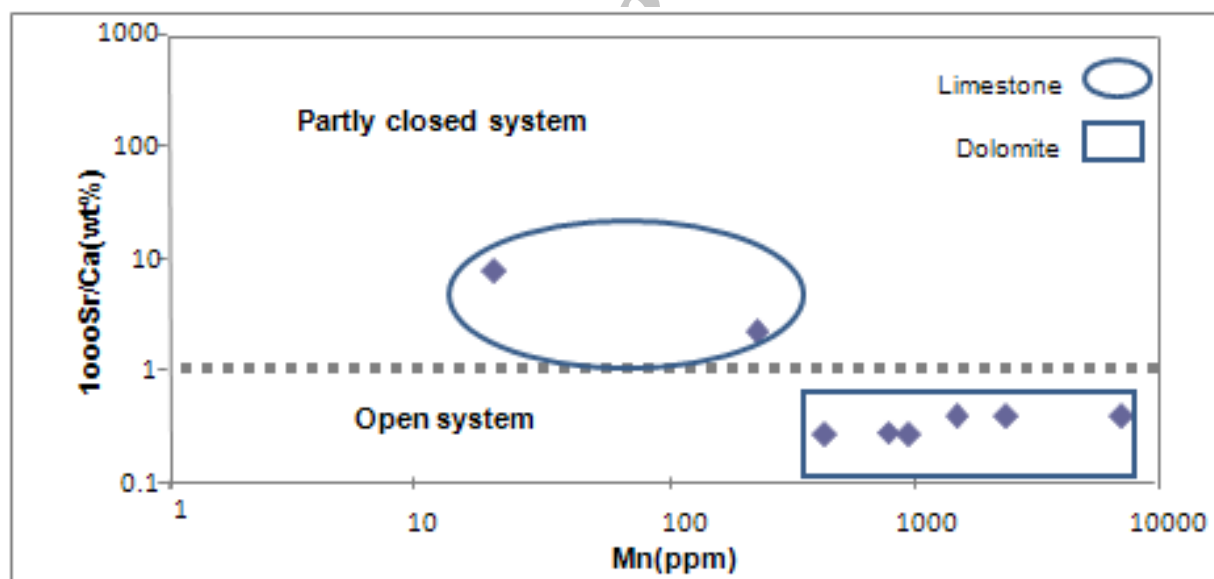
بر اساس مطالعات Swart and Vahrenkamp, (1990) با نزدیک‌تر شدن ترکیب دولومیت به ترکیب استوکیومتری غلظت Sr در دولومیت کاهش می‌یابد به گونه‌ای که دولومیت‌های استوکیومتری با ۵۰ مول درصد  $MgCO_3$  دارای ۵۰ ppm استرانسیم هستند. در حالی که غلظت Sr در دولومیت‌هایی که دارای ۴۰ مول درصد  $MgCO_3$  می‌باشند، به ۲۵۳ ppm می‌رسد. بنابراین غلظت Sr در دولومیت به ترکیب آن و همچنین غلظت Sr در سیال دولومیت‌ساز بستگی دارد. گستره غلظت Sr در دولومیت‌های سازند تفت پایین و بین ۲۰ تا ۸۷ با میانگین ۶۱,۵ ppm است (جدول ۲). غلظت Sr در این دولومیت‌ها نزدیک به غلظت این عنصر در دولومیت‌های استوکیومتریک با حدود ۵۰ مول درصد  $MgCO_3$  است (Vahrenkamp and Swart, 1990, Gasparini et al., 2006). بنابراین می‌توان گفت که بخش بزرگی از دولومیت‌های تشکیل‌دهنده سازند تفت باید ترکیبی نزدیک به ترکیب دولومیت استوکیومتریک داشته باشد. علاوه بر این، براساس مطالعات Woo and Lumsden et al., (1989), Moore (1996), پایین بودن غلظت استرانسیم در دولومیت‌های سازند تفت در صورت دیاژنزی بودن منشا آنها می‌تواند ناشی از سرعت کند رشد



شکل ۶- A. غلظت Sr در مقابل Mg، یک روند منفی را نشان می‌دهد. شکل ۶- B. غلظت عناصر فرعی و کمیاب Sr، Fe و Mn در دولومیت با افزایش فاصله از کانسار

بین آب و سنگ، نسبت Sr/Ca ۱۰۰۰ نسبت به سنگ آهک اولیه کاهش می‌یابد، در حالی که در سامانه‌های دیاژنزی بسته که فعل و انفعالات آب و سنگ پائین است، این نسبت در فازهای دیاژنزی تغییر محسوسی را نسبت به ترکیب سنگ اولیه نشان نمی‌دهد (Heydari, 1997). بنابراین با توجه به کاهش نسبت Sr/Ca ۱۰۰۰، دولومیتی شدن در منطقه دره زنجیر در یک سامانه باز رخ داده است (شکل ۷).

نسبت Sr/Ca در کربنات‌ها به میزان این نسبت در آب دریا و همچنین ضریب توزیع Sr در کانی‌های کربناتی بستگی دارد (Stoll & Schrag, 1998). این نسبت در سنگ آهک و دولومیت‌های کانسار دره زنجیر بین ۰.۲۷ تا ۷.۶۰ در تغییر است. روند دیاژنز را در سامانه‌های باز و بسته بر اساس نمودار Sr/Ca ۱۰۰۰ در مقابل Mn (ppm) می‌توان مشخص نمود (Bates & Brand, 1990). در سامانه‌های دیاژنزی باز به دلیل واکنش



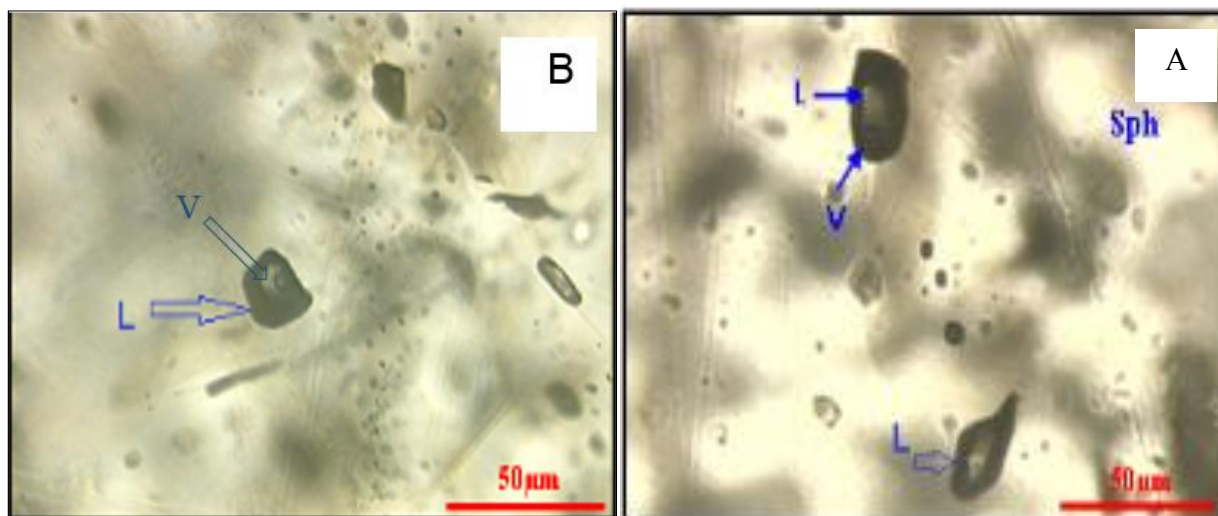
شکل ۷- رسم مقادیر Mn در مقابل Sr/Ca ۱۰۰۰، نشان‌دهنده تشکیل دولومیت‌ها در یک سامانه باز می‌باشد

## ۷- میانبارهای سیال

چند ضلعی منظم، کشیده و باریک، کروی، و نامنظم تقسیم کرد. اندازه میانبارها از ۵ میکرون تا ۲۷ میکرون تفاوت می‌کند و شامل میانبارهای دو فاز مایع-گاز ( $L > V$ ) (نوع A)، تک‌فازی گاز (V)، دو فاز مایع-گاز ( $V > L$ ) و تک‌فازی مایع (نوع L) می‌شود (شکل ۸). فراوان‌ترین میانبارها دو فاز مایع-گاز ( $V+L$ ) می‌باشد.

هدف اصلی مطالعه میانبارهای سیال، تعیین شرایط تشکیل کانی، و دست‌یابی به خواص فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌ساز می‌باشد. میانبارهای سیال در اسفالریت را می‌توان بر اساس ریخت‌شناسی و فراوانی به اشکال

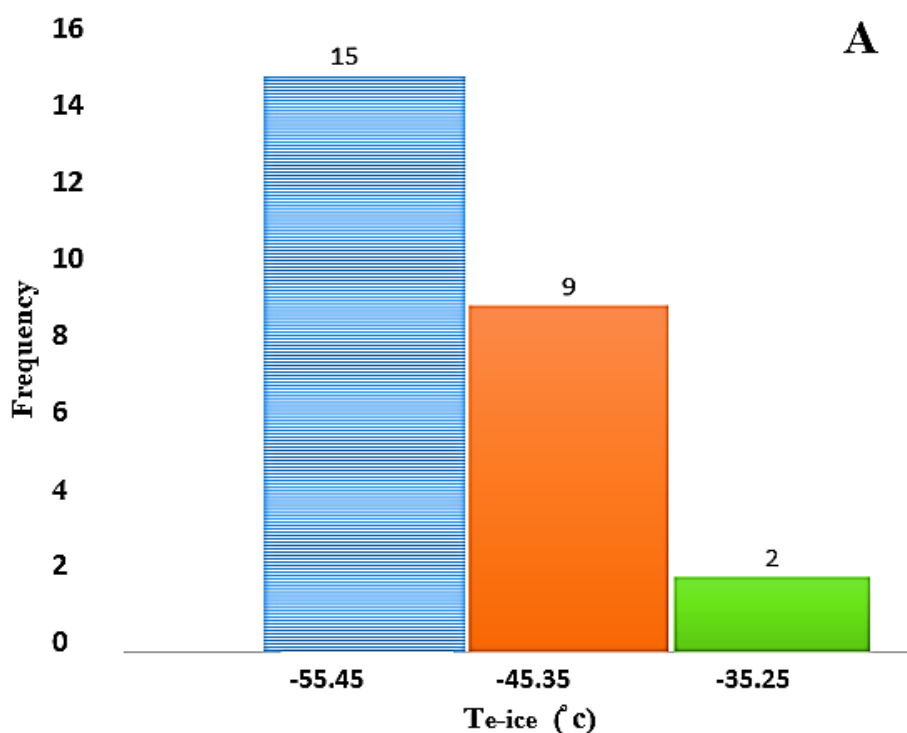


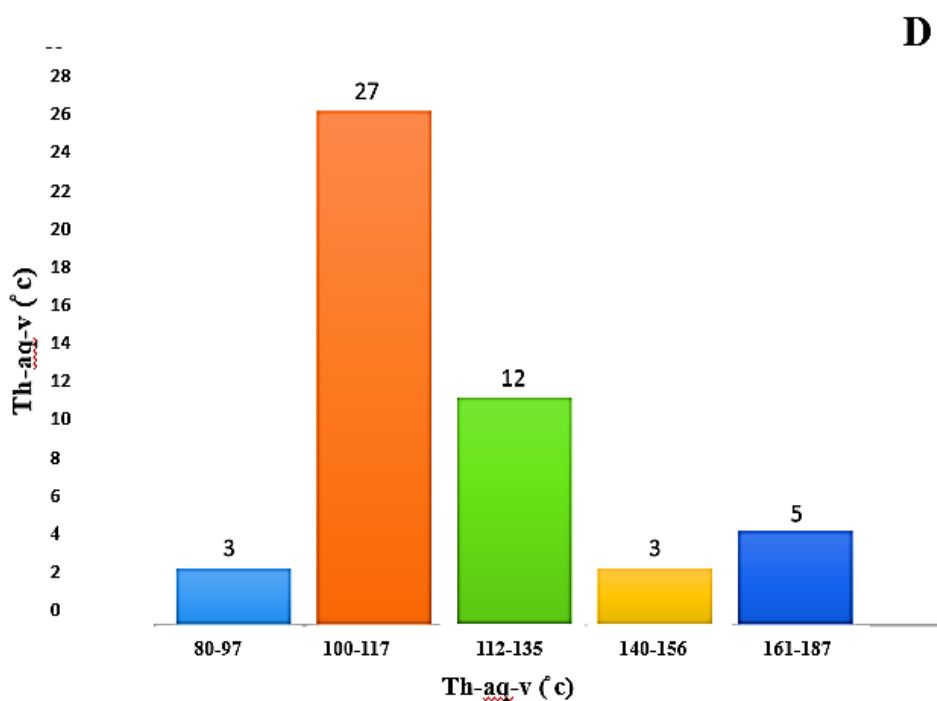
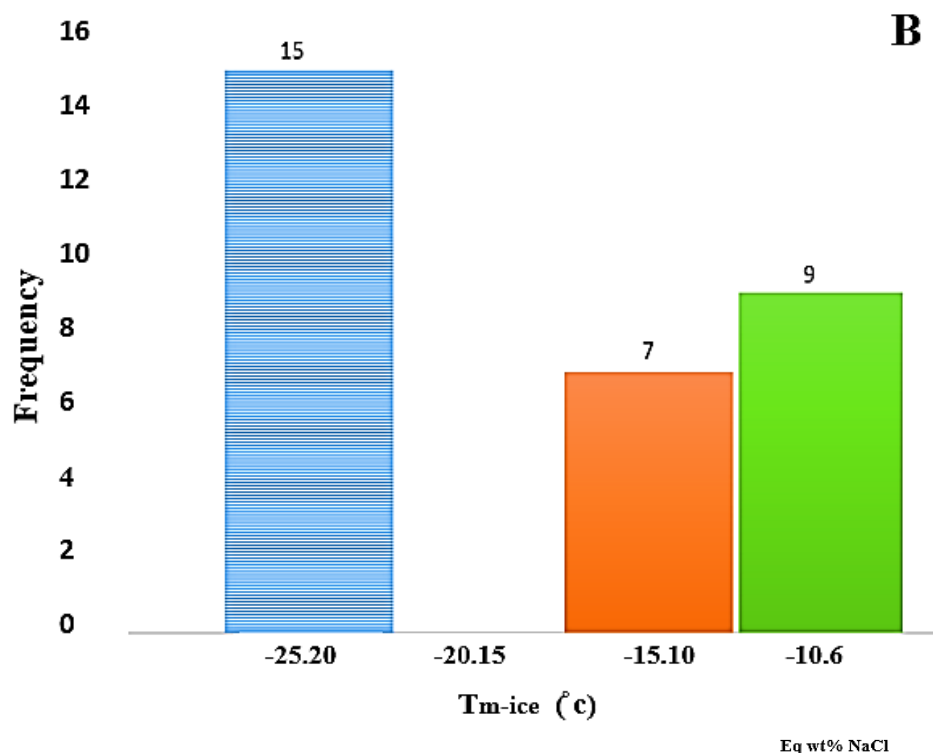


شکل ۸- انواع میانبارهای سیال. نوع L+V (L>V) (A)، و نوع دو فازی مایع و گاز L+V (A و B)

کلاتریتی (Clathrate) تشکیل نشده است. بنابراین در چنین شرایطی می‌توان گفت که غلظت  $\text{CO}_2$  کمتر از ۲٫۷ در صد وزنی در میانبارهای (L+V) می‌باشد (Fan et al., 2002). در نمونه‌های مورد مطالعه درجه شوری میانبارهای سیال آبدگین از روی آخرین دمای ذوب یخ و با استفاده از نرم‌افزار فلینکور (Brown, 1989) محاسبه گردیده است؛ این درجه شوری از ۷/۸۶ تا ۲۴/۷۲ درصد وزنی معادل NaCl تغییر می‌کند (شکل ۹-۱). نمودار ستونی دمای همگن‌شدگی، دمای متغیری از ۸۰ تا ۱۸۷ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۹-۲).

نقطه یوتکتیک در سامانه  $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$  تقریباً  $-۲۰٫۸^\circ\text{C}$  است. در این مطالعه دمای یوتکتیک کمینه  $-۳۵^\circ\text{C}$  و بیشینه آن،  $-۲۸^\circ\text{C}$  درجه سانتی‌گراد تعیین شد (شکل ۹-۱). پائین‌تر بودن دمای نقطه یوتکتیک از  $-۲۰/۸^\circ\text{C}$  در سامانه  $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$  معمولاً نشان‌دهنده حضور یون‌های دیگر مانند  $\text{Ca}$ ،  $\text{Mg}$ ،  $\text{Fe}$ ،  $\text{Na}$  است (Hall, 1998, Derome et al., 2001, Fan et al., 2002). کمینه و بیشینه دمای آخرین ذوب یخ به ترتیب  $-۲۳/۷^\circ\text{C}$  و  $-۵^\circ\text{C}$  درجه سانتی‌گراد بدست آمده است (شکل ۹-۲). همچنین با توجه به مثبت نبودن دمای ذوب نهایی میانبارها هیچ نوع

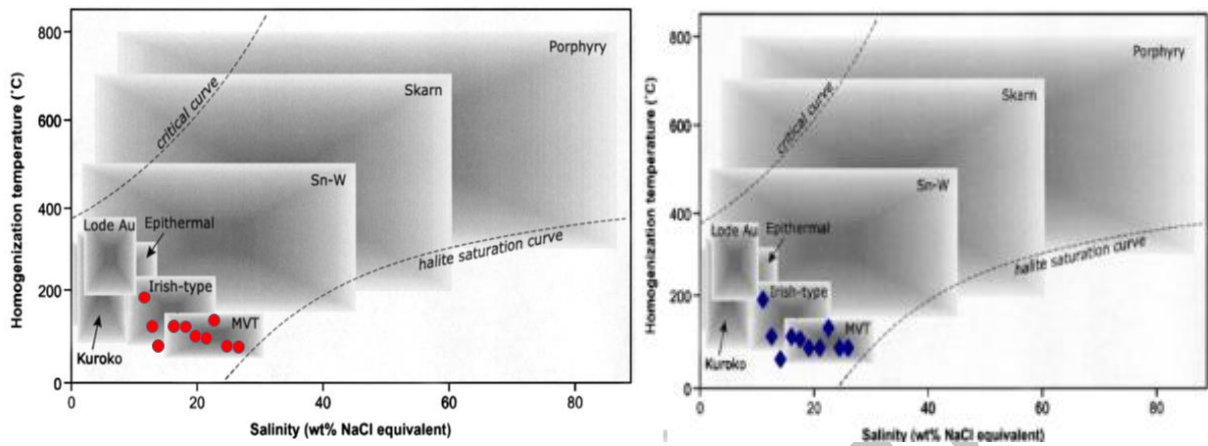




شکل ۹- اولین دمای ذوب یخ یا دمای یوتکتیک (A)، آخرین دمای ذوب بلور یخ (B)، شوری بر حسب درصد وزنی معادل NaCl (C) و دمای همگن‌شدگی (D)

محدوده ذخایر نوع دره می‌سی‌سی‌پی و نوع ایرلندی قرار می‌گیرند. بنابراین کانسار سرب و روی دره زنجیر را احتمالاً می‌توان در شمار کانسارهای نوع MVT به حساب آورد.

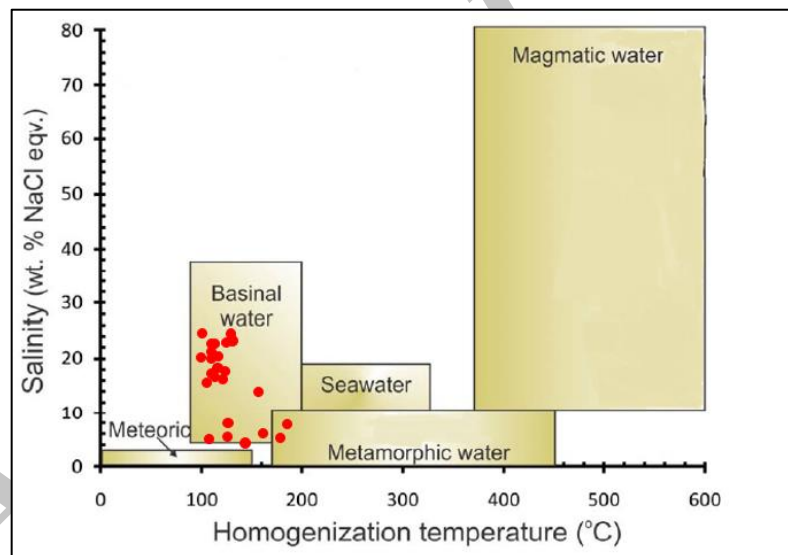
بر اساس داده‌های میانبار سیال گسترده‌ی دمای یوتکتیک، شوری و دمای همگن‌شدگی بسیار زیاد است، که این نتایج نقش دو و یا تعداد بیشتری سیال را در تشکیل کانسار دره زنجیر نشان می‌دهد. نمودار شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی (شکل ۱۰)، نشان می‌دهد که بیشتر داده‌ها در



شکل ۱۰- تعیین نوع سیال کانی‌ساز با استفاده از میزان شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی (Kesler, 2005)

حوضه‌ای شامل آب فسیل، آب‌های ناشی از واکنش‌های دیازنزی و آب‌های جوی می‌شود (Kharaka & Hanor, 2003, Wilkinson, 2001).

شکل ۱۱ نیز قرار گرفتن میانبارهای سیال دره زنجیر را در محدوده آب‌های حوضه‌ای تأیید می‌کند و می‌توان گفت که سیالات حوضه‌ای احتمالاً مسئول کانه‌زایی روی و سرب در منطقه دره زنجیر بوده‌اند. سامانه آب‌های



شکل ۱۱- تعیین سیال کانی‌ساز در کانسار دره زنجیر با استفاده از میزان شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی (Kesler, 2005)

کربنات‌ها نشان می‌دهد که جهت حرکت سیال طی فرآیند دیازنزی، به سمت کانسار بوده است. بر اساس مطالعه میانبارهای سیال، در این مطالعه کمترین دمای یوتکتیک بدست آمده ۲۸- درجه و بیشترین آن ۳۵- درجه سانتی‌گراد است. نقطه یوتکتیک پایین‌تر از ۲۰۸- درجه سانتی‌گراد نشان‌دهنده حضور کمپلکس‌های احتمالی دیگر از جمله  $\text{CaCl}_2$ ،  $\text{ZnCl}_2$ ،  $\text{MgCl}_2$  و  $\text{FeCl}_2$  است. بنابراین علاوه بر وجود سامانه  $\text{NaCl}$  وجود ناخالصی‌های دیگری مثل  $\text{CaCl}_2$ ،  $\text{ZnCl}_2$ ،  $\text{MgCl}_2$  و  $\text{FeCl}_2$  محتمل است. مقادیر بدست آمده از آخرین دمای ذوب یخ از ۲۳/۷- درجه تا ۵- درجه سانتی‌گراد در تغییر است. این بررسی‌ها همچنین نشان می‌دهد که با توجه به مثبت نبودن دمای ذوب نهایی یخ هیچ نوع کلاتریتی تشکیل نشده

## نتیجه‌گیری

کانسار روی و سرب دره زنجیر با سنگ میزبان کربناتی و با بافت رگه‌ای، از ساختارهای ثانویه و به ویژه گسل‌های موجود در منطقه تبعیت می‌کند. این کانسار در اثر بر همکنش سیالات گرمایی با میزبان سنگ آهنی تشکیل شده است و ابتدا دولومیتی شدن، کانه‌زایی سولفیدی اولیه و در پی آن کانه‌زایی ثانویه (کانی‌هایی همچون سروسیت، اسمیت‌زونیت و همی‌مورفیت) به صورت جانشینی ایجاد شده است. بر اساس مطالعات زمین‌شیمی، ترکیب کانی‌های سنگ میزبان استوکیومتریک است و در یک سامانه باز و در شرایط کاهشی شکل گرفته‌اند. غلظت استرانسیم موجود در

Western Turkey) Sb-Au deposit", *Mineral*, 67: P.671-688.

**Barnaby, R. J., and Read, J. F., 1992**, "Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady dolomite, Virginia Appalachians", *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: P.1023-1043.

**Barron, E. J., 1983**, "Warm equable Cretaceous: The nature of the problem. Earth", *Sci. Rev.*, 19: P.305-338.

**Bates, N. R., and Brand, U., 1990**, "Secular variation of calcium carbonate mineralogy; an evaluation of ooid and micrite chemistries", *Geologische Rundschau*, 79: P.27-46.

**Burnes, S. J., and Baker, P. A., 1986**, "Geochemical study of dolomite in the Monterey Formation, California", *J. Sed.*, 57: P.128-139.

**Brown, P. E., 1989**, "FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data", *American Mineralogist*, 74: P.1390-1393.

**Derome, D., Cathelineau, M., Cuney, M., Fabre, C., Dubessy, J., and Bruneton, P., 2001**, "Fluid regime in the Kombolgie sandstones in the vicinity of unconformity type uranium deposits (Northern Territory, Australia)", in *XVI ECROFI European current research on fluid inclusion*, 37: P.378-392.

**Dixon CJ, Pereira J, 1974**, "Plate tectonics and mineralization in the Tethyan Region", *Miner Deposita* 9: P.185-198.

**Ehya, F., Lotfi, M., and Rasa, I., 2010**, "The geochemistry and geothermometry of sphalerite in the carbonate-hosted Emarat Pb-Zn deposit", *Applied Geology*, 2: P.94-100.

**Farjoud, H., 1991**, "Plan of operation in Darreh-Zanjir Lead-Zinc deposit and Mansour-Abad flotation factory", *Parzham Mining Company*, P, 43-64 (in Persian).

**Fan, H. R., Groves, D. I., Mikucki, E. J., and McNaughton, N. J., 2002**, "Contrasting fluid types at the Nevoria gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia, Implications of auriferous fluids depositing ores within Archean banded iron formation", *Economic Geology* 95: P.1527-1536.

**Gasparini, M., Bechstadt, T., and Boni, M., 2006**, "Massive hydrothermal dolomites in the Southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution", *Marine and Petrology Geology*, 23: P.543-568.

**Ghazban, F., Robert, H., McNutt, and Schwarcz, H. P., 1994**, "Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh District, Esfahan area, west-central Iran", *Economic Geology*, 89: P.1262-1278.

است. بنابراین میزان  $CO_2$  کمتر از ۲٫۷ در صد وزنی در میانبارهای سیال می‌باشد. پراکندگی داده‌های دمای یوتکتیک، شوری و دمای همگن‌شدگی دخالت دو و یا چند سیال متفاوت در تشکیل کانسار را نشان می‌دهد. با توجه به شواهد صحرایی و بافتی همانند وجود دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی، بافت‌های جانیشینی و پرکننده فضاهای خالی، و همچنین کانی‌شناسی ساده کانسار دره زنجیر، سنگ میزبان کربناتی و عدم ارتباط کانه‌سازی با فعالیت‌های آذرین که همگی شواهدی بر رخداد کانسارسازی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) می‌باشد. در مجموع با توجه به نتایج میانبار سیال، شوری متوسط سیال کانه‌ساز (میانگین ۱۶ درصد وزنی NaCl)، دمای پایین (میانگین  $133^\circ C$ ) نشانگر تشکیل کانسار از سیالات حوضه‌ای می‌باشد. بر اساس نمودار شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی، کانسار سرب و روی دره زنجیر در اثر آمیختگی سیالات حوضه‌ای رسوبی و در محیطی کم عمق در پوسته ایجاد شده است. این ویژگی‌ها نیز با ذخایر نوع MVT همخوان است.

## تقدیر و تشکر

این مطالعه با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه شیراز انجام گرفته است که به این وسیله تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین از شرکت کانی فرآوران به ویژه آقای مهندس دهقان که در انجام عملیات صحرایی و نمونه‌برداری مساعدت فراوانی نمودند، سپاسگزاری می‌شود. از آقای دکتر محمد علی مکی‌زاده که در مطالعات پتروگرافی راهنمایی‌های ارزنده‌ای داشتند قدردانی می‌شود. همچنین از خانم نازنین برزگر که در تنظیم و ویرایش نهایی مقاله همکاری شایانی داشتند، سپاسگزاری می‌شود.

## مراجع

حاج ملاعلی، ع.، و مجیدی‌فر، م.، ۱۳۷۹، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش یزد" سری ۱/۱۰۰۰۰۰، شماره ۶۸۵۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

ساجدیان، ا.، ۱۳۹۰، "بررسی زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و منشا کانسار سرب و روی دره زنجیر یزد" دانشگاه شیراز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۲۱۹ صفحه.

**Adabi, M. H., and Jamalian, M., 2006**, "Recognition of primary mineralogy and deposition in carbonates in Robat-Karim deposit (Arak-Khomein)", *Earth Sciences journal, Shahid Beheshti University*, 66: 23, P.100-110 (in Persian).

**Adabi, M. H., and Mahmoodi, I., 2004**, "Discription of petrographic and geochemical properties of dolomites in Soormeh Formation in Salman square: Persian Gulf", *Publication of Shahid Beheshti University*. P,50-95 (in Persian).

**Akcaay, M., Ozkan, H. M., Spiro, B., Wilson, R., and Hoskin, P. W. O., 2003**, "Geochemistry of a high-T hydrothermal dolostone from the Emirli (Odemis,

- Gregg, J. M., and Shelton, k., 1989**, "Minor-and trace-elemente distribution in the Bonneterre dolomite (Cambrian), southeast Missouri: evidence for possible multiple-basin fluid sources and pathways during lead-zinc mineralization", *Geological Society, 101 Bulletin*: P.221-230.
- Hall, A., 1998**, "The dolomite problem: the control of precipitation kinetics by temperature and saturation state", *Igneous Petrology LONGMAN, P, 142*.
- Heydari, E., 1997**, "Hydrotectonic models of burial diagenesis in platform carbonates based on formation water geochemistry in North American sedimentary basins", in *Montanez I.P, 98-115*.
- Kesler, E. S., 2005**, "Ore-forming fluids". *Elements, 1: P, 13-18*.
- Kharaka, Y. K., and Hanor, J. S., 2003**, "Deep fluids in the continents", *I. Sedimentary basins, Treatise on Geochemistry, 5: P, 499-540*.
- Kirmac, M.Z. and Ackdag, K., 2005**, "Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites", *Eastern Pontides, Turkey. Sedimentary Geology, 181: P, 75-176*.
- Land, L.S., 1985**, "The origin of massive dolomite", *Journal of Geological Education, 33: P, 112-125*.
- Land, L. S., and Hoops G. K., 1973**, "Sodium in carbonate sediments and rocks": a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Journal of Sedimentary and Petrology, 43: P, 614-617*.
- Leach, D. L., Bradley, D., Lewchuk, M. T., Symons, D. T. A., Marsily, G., and Brannon, J., 2001**, "Mississippi valleytype lead-zinc deposits through geological time", *implications from recent age-dating research. Miner. Deposita, 36: P,711-740*.
- Leach, D., Seebold, I., and Alonso, J. A., 2003**, "Geology and Geochemistry of the Reocin Zinc-Lead Deposit", *Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. Economic Geology, 98: P, 1371-1396*.
- Lumsden, D. N., Shipe, L. G., and Lloyd, R. V., 1989**, "Mineralogy and Mn geochemistry of laboratory-synthesized dolomite. Geochemical", *Cosmochemical Acta, 53: P, 2325-2342*.
- Moore, C. H., 1996**, "Jurassic cements: A case history in N. Schneidermann and P. M. Harris (eds.), Carbonate Cements. Soc. Econ. Paleont", *Mineral. Spec. Publ., 36: P, 291-308*.
- Rao, C. P., 1996**, "Geochemical differences between subpolar (Permian), temperate (Recent and Pliestocene) and tropical (Ordovician) carbonates, Tasmania, Australia", *Carbonate and Evaporites, 6: P, 83-106*.
- Robb, L. J., 2005**, "Introduction to ore-forming processes", *Blackwell Publishing, P.373*.
- Sibely, D. F., and Gregg, J. M., 1987**, "Classification of dolomite rock textures", *Journal of Sedimentary Petrology, 75: P, 675-967*.
- Stoll, H. M., and Schrag, D. P., 1998**, "Effect of quaternary sea level cycles on strontium in seawater", *Geochemical and Cosmochemical Acta, 62: P.1107-1118*.
- Tucker, M. E., and Wright, V. P., 1990**, "Carbonate sedimentary petrology", *Black Well Oxford: P, 482*.
- Vahrenkamp, V. C., and Swart, P. K., 1990**, "New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomites" *.Geology, 18: P, 387-391*.
- Veizer, J., 1983**, "Chemical diagenesis of carbonate: theory and application of trace element technique, stable isotopes in sedimentary petrology", *J. Sed. Pet., 10: P, 3-1-3-100*.
- Wilkinson, J., 2001**, "Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits", *Lithos, 55: P, 229-272*.
- Woo, K. S., and Moore, C. H., 1996**, "Burial dolomitization and dolomitization of the late Cambrian Wagok Formation, Yeongweol Korea", *Carbonates and Evaporites, 112: P, 104-112*.
- Zhang, Y. G., and Frantz, J. D., 1987**, "Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusion", *Chemical Geology, 64: P, 335-350*.

